

EFFECTOS DE TEMPORALES MARÍTIMOS EN SISTEMAS LITORALES DE LA PROVINCIA DE CÁDIZ



NELSON RANGEL-BUITRAGO
UNIVERSIDAD DE CÁDIZ
2013





UNIVERSIDAD DE CÁDIZ

**EFFECTOS DE TEMPORALES MARÍTIMOS EN
SISTEMAS LITORALES DE LA PROVINCIA DE CÁDIZ**

Tesis Doctoral

Nelson Guillermo Rangel-Buitrago

Cádiz, Marzo 2013

D. **Giorgio Anfuso Melfi**, Prof. Contratado Doctor de Geodinámica Externa del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Cádiz, como director de la Tesis Doctoral presentada por Nelson Rangel-Buitrago titulada “Efectos de temporales marítimos en sistemas litorales de la provincia de Cádiz”, AUTORIZA, de acuerdo con la legislación vigente, su presentación y defensa en la Universidad de Cádiz.

Y para que así conste, firma la presente en Puerto Real (Cádiz), en marzo de 2013.

Fdo. Prof. Dr. Giorgio Anfuso Melfi

Para Magda, Yeyo, Fanny y Adri

...y a los Pelafustanidos por acogerme como uno más!

Este trabajo hace parte del proyecto de investigación:

RESISTE - MECANISMOS DE RESPUESTA Y RECUPERACIÓN DE SISTEMAS LITORALES FRENTE LA ACTUACIÓN DE TEMPORALES MARINOS.

Y fue realizado dentro del **DOCTORADO IBEROAMERICANO EN CIENCIAS**

COORDINADO POR

UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Y LA UNIVERSIDAD DE LA HABANA

CON LA PARTICIPACIÓN DE LA

ASOCIACIÓN UNIVERSITARIA IBEROAMERICANA DE POSGRADO (AUIP)

CON EL PATROCINIO DE LA

JUNTA DE ANDALUCÍA

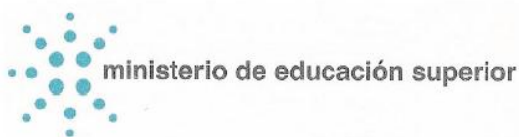
CONSEJERÍA DE INNOVACIÓN CIENCIA Y EMPRESA, DIRECCIÓN GENERAL DE UNIVERSIDADES

CON LA COLABORACIÓN DEL

AULA UNIVERSITARIA IBEROAMERICANA DE LA UNIVERSIDAD DE CÁDIZ (AUI)

CON EL RESPALDO DE LA

CONSEJERÍA DE INNOVACIÓN CIENCIA Y EMPRESA DE LA JUNTA DE ANDALUCÍA Y DEL MINISTERIO DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE LA REPÚBLICA DE CUBA



**Dirección General de Universidades
Secretaría de Universidades, Investigación y Tecnología
Consejería de Innovación Ciencia y Empresa**

AGRADECIMIENTOS

Antes de agradecer debo decir que nunca pensé que aquel correo enviado el 20 de febrero del 2008 al Doctor Giorgio Anfuso Melfi, para pedir un artículo, me cambiaría la vida... y de qué forma. Después de ese correo iniciaron una serie de eventos en mi vida que seguramente me permitirían escribir un libro mucho más interesante que la tesis que está usted, amigo lector, a punto de leer. Ya que usted, estimado lector, tiene este documento en sus manos deberá saber que a pesar de que aparece mi nombre como autor principal, detrás hay mucha gente que ha hecho posible que esta tesis salga a flote. Para ellos van estos agradecimientos que se quedan cortos para verdaderamente expresar lo que siento.

Magda, Yeyo, Fanny y Adri... que puedo decir, siempre estuvieron allí, a mi lado, a pesar de estar separados físicamente por un océano, para ellos va esta tesis, ya que como dice la canción de Sting (gran cantante donde los haya)...

Some would say I was a lost man in a lost world/You could say I lost my faith in the people on TV/You could say I'd lost my belief in our politicians/They all seemed like game show hosts to me/If I ever lose my faith in you/There'd be nothing left for me to do.

El primer agradecimiento de este lado del océano va para Giorgiño! (créanlo o no mi director de tesis, aunque parece más el hermano mayor que nunca tuve – con los golpes incluidos). Para este siciliano que se atrevió a meter la mano en el fuego por mí y traerme hasta este otro lado del mundo. MIL GRACIAS GIORGIÑO, mil gracias por aguantarme, guiarme, ayudarme, y lo más importante darme tu amistad. Este agradecimiento incluye a Maricarmen, tierna mujer, a la que muchas veces hiciste esperar por estar conmigo acá en la U. Para ambos mil gracias por todo!

Para la gente del Grupo por resolver mis dudas y ayudarme la cantidad de veces que lo necesite: Javito, Laura, Haris, Javier Gracia, M. Carmen Puga, Vicky, Rosa, Maria Santos y todos los estudiantes que de una u otra forma estuvieron involucrados en la realización de este trabajo (sobre todo en las salidas de campo) GRACIAS!

Cuando vienes del Caribe a usar un GPS en pleno invierno pueden pasarte muchas, muchas cosas (no prende, se desconfigura, no hay señal, etc.). Para esos casos, SIEMPRE conté con el respaldo y ayuda de la gente de PRISMA. Sergio, Alejandro, Mil gracias por aguantarme y más que nada mi respeto y admiración a lo que hacen, como decimos en Cartagena... QUE NIVEL!

Detrás de todo están las **secres** (forma cariñosa de decir secretaria en idioma colombiano) Mamen y Luisa, Mil gracias por todas sus gestiones y ayuda hasta el último día, sin seres humanos tan valiosos como ustedes no sabría como las cosas funcionarían.

No me puedo olvidar de Ana Macias, quien si se piensa con calma, es una de las responsables directas (junto con Giorgio) de que yo este acá.

Mi más sincero agradecimiento a los amigos docentes que de una u otra forma me ayudaron durante este proceso: Allan Williams (I wanna be like you!), Mike Phillips (I wanna be like you too!), Aysén Ergyn, Tony Thomas, Oscar Álvarez, Manolo Forero, Jesús Gomez E., Margarita Stancheva, Enzo Pranzini, Franco Mantovani y Marianela, Riko Noormets, Antonio Medina, Gabriel Mourente, Fernando Ojeda.

Perales y Carmen, **MILLONES DE GRACIAS**, por su apoyo y sobretodo ejemplo! Me llevo muchas cosas buenas de ustedes y no olvidare nunca todos los momentos compartidos... incluso mi retención y casi deportada del aeropuerto de Berlín.

Gracias a Pepe, Paco, Poli, Guasch (La decimaaa!), Manolo, Rubén, el profe Paniagua (mi más sincera admiración) y toda la gente de los deportes de la COPE (sí créanlo estoy agradeciéndole a una emisora) por hacer que durante la realización de esta tesis salieran muchísimas “sonrisas idiotas”, que les llamo yo, producto de estarlos escuchando (sonrisa idiota: aquella sonrisa que te sale en cualquier lugar, por ejemplo un autobús, cuando los de la COPE dicen alguna de sus ocurrencias).

Pese a que el Diccionario de la Real Academia Española define **PELAFUSTAN** como una persona insignificante y mediocre, un pelagatos, el término pelafustán (que no tiene género) adquiere en este trabajo de tesis, y en mi vida, una significación un poco más amplia. Así, el pelafustán deviene aquí en una entidad social con límites algo imprecisos, pero no por ello difícil de identificar.

El pelafustán casi siempre se define como una persona simple, desinteresada por las cuestiones profundas de la existencia; su afán es disfrutar sin restricciones de este corto paso por La Tierra. El pelafustán declama disfrutar en todo momento de las pequeñas cosas. En rigor, el pelafustán es un ser insustancial; sólo él puede hallar el sabor de la vida camino a la verdulería.

Esta tesis tiene **MUCHOS** pelafustanes de por medio y son ellos los que de forma directa supieron lo que es tener que aguantarme... con lo que todo ello significa! (Espero que el termino pelafustán que les he acuñado a algunos sin su conocimiento y permiso, no resulte ofensivo!)

GRACIAS! a los pelafustanes compis de Oficina por estar allí en todo momento, Ainhoa, Eleonora, Pablito, Jesús, Santi, Zoe, Roció, Mila, Nieves, Sergio, Gabi... recuerden, está prohibido PROCASTINARSE!

GRACIAS! a Vanessa (LOL), Leila, Nerea, Maria Morales, Edu, Patricia, Ana, Mercedes, Pepi, Maria Luisa, Silvia Polo (a lo mejo), Emma, Luciane, Helena, Reyes, Maria Mateos y Luis (incluyendo a Manolín, futuro jugador del Madrid), Cristina, Elena Varela, Jenny de Varela, Irene O, Eli, Emilio, Dani elástico... como dirían en andaluz: “que a gustito se pasa con ustedes”.

Y que mejor forma de terminar estos agradecimientos con quienes son el ejemplo vivo de la palabra pelafustán. Sin estos pelafustanillos no tengo ni idea de lo que hubiera pasado durante el desarrollo de esta tesis y mucho menos que sería de ella.

GRACIAS! a Dani Rubio (Mihi), Fernando Pita (Largo), Manuel Maria (Doto Manue), Nacho (Nachete), José Varela (Esqueroso), por hacerme creer nuevamente en una palabra que pensé que había borrado de mi léxico... AMISTAD!

Se les quiere mucho, más de lo que ustedes pueden imaginar!

Ahora si... a lo que vinimos!

ÍNDICE

	Páginas
CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 INTRODUCCIÓN	3
1.2 ANTECEDENTES Y ESTADO ACTUAL DEL TEMA	5
1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO	7
1.4 LOCALIZACIÓN Y CARACTERÍSTICAS FISIográfICAS	8
1.5 OBJETIVOS DEL TRABAJO	13
1.6 PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO GENERAL	14
1.7 ESTRUCTURA DEL TRABAJO DE TESIS	18
1.8 DATOS EMPLEADOS	20
1.8.1 Datos meteomarineros	20
1.8.2 Fotografías aéreas	22
1.8.3 Levantamientos topográficos	24
CAPITULO 2. CARACTERIZACIÓN, GEOLÓGICA, GEOMORFOLÓGICA Y DE USOS DEL SUELO	25
2.1 CLIMA	27
2.1.1 Aspectos climáticos generales	27
2.1.2 Vientos	27
2.1.3 Oleaje	29
2.1.4 Mareas	31
2.1.5 Corrientes	31
2.2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	33
2.3 MARCO GEOLÓGICO	35
2.3.1 Marco estructural general	35
2.3.2 Estratigrafía	35
2.3.3 Tectónica	40
2.3.4 Evolución geológica	42
2.4 GEOMORFOLOGÍA	46
2.4.1 Marismas	46
2.4.2 Canales mareales	48
2.4.3 Salinas	48
2.4.4 Lagunas y zonas inundables	48
2.4.5 Mantos eólicos y cordones litorales	48
2.4.6 Flechas litorales actuales	49
2.4.7 Dunas	50
2.4.8 Plataformas de abrasión	50
2.5 HIDROLOGÍA	50
2.6 INTERVENCIONES ATROPOGÉNICAS	52
2.6.1 Usos del suelo, coberturas vegetales y densidad de población	52
2.6.2 Transformación de la costa	55

CAPITULO 3. ASPECTOS TEÓRICOS GENERALES	59
3.1 INTRODUCCION	61
3.2 OLEAJE	61
3.2.1 Clasificación del oleaje	64
3.2.2 Transformación del oleaje	65
3.3 MAREAS	69
3.4 EVENTOS EXTREMOS DE OLEAJE	70
3.4.1 Inundación asociada a eventos extremos de oleaje	71
3.5 INFLUENCIA DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL CLIMA MARÍTIMO	73
3.6 MORFOLOGÍA DE PLAYAS	75
3.6.1 Perfiles de playa	75
3.6.2 Estados morfodinámicos	77
3.6.3 Características sedimentológicas de las playas	78
3.6.4 Erosión costera	79
 CAPITULO 4 CLIMA MARÍTIMO Y EVENTOS EXTREMOS DE OLEAJE	 85
4.1 INTRODUCCIÓN	87
4.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO	88
4.2.1 Áreas de influencia	88
4.2.2 Análisis del clima marítimo	90
4.2.3 Definición y cálculo de temporales	90
4.2.4 Periodos de recurrencia	92
4.2.5 Patrones de teleconexión	93
4.3 RESULTADOS	94
4.3.1 Escala regional – datos HIPOCAS	94
4.3.2 Escala local – datos de boya	106
4.4 DISCUSIÓN	111
4.4.1 Clima marítimo y tendencias	111
4.4.2 Temporales y relación con los patrones de teleconexión regionales	115
 CAPITULO 5 EVOLUCIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA ENTRE 1976 y 2011.	 125
5.1 INTRODUCCIÓN	127
5.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO	129
5.2.1 Áreas de influencia	129
5.2.2 Determinación de grupos de temporales	130
5.2.3 Cartografía geomorfológica	131
5.2.4 Reconstrucción de cambios en la línea de costa	133
5.3 RESULTADOS	135
5.3.1 Temporales	135
5.3.2 Cartografía y evolución geomorfológica	137

5.4 DISCUSIÓN	168
5.4.1 Eventos individuales y grupos de temporales en la costa de Cádiz	168
5.4.2 Cambios morfológicos y evolución de la línea de costa	171
5.4.3 Eventos extremos de oleaje, patrones de teleconexión y cambios morfológicos	175
5.4.4 Consideración metodológica	180
 CAPITULO 6 EVOLUCIÓN ENTRE 2009-2012 DE LOS SECTORES DE PLAYA ESTUDIADOS	 183
6.1 INTRODUCCIÓN	185
6.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO	188
6.2.1 Levantamientos 3D de playa	188
6.2.2 Caracterización sedimentológica de las playas	191
6.2.3 Determinación de temporales	191
6.2.4 Propagaciones de oleaje	192
6.2.5 Variables calculadas	194
6.2.6 Determinación de umbrales de cambio morfológico	200
6.3 RESULTADOS	200
6.3.1 Clima marítimo y temporales durante el intervalo 2009-2012	200
6.3.2 Estudio morfodinámico	213
6.4 DISCUSIÓN	277
6.4.1 Comportamiento del clima marítimo durante el 2009-2012	277
6.4.2 Relaciones existentes entre variables estudiadas	281
6.4.3 Umbrales de cambio morfológico	308
6.4.4 Influencia de la NAO-AO en los eventos extremos de oleaje y cambios morfológicos	316
 CAPITULO 7 ESTIMACIÓN DE LA AMENAZA, VULNERABILIDAD Y RIESGO ASOCIADOS A EVENTOS EXTREMOS DE OLAJE	 321
7.1 INTRODUCCIÓN	323
7.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO	326
7.2.1 Áreas de influencia	326
7.2.2 Desarrollo y calculo de índices	327
7.3 RESULTADOS	334
7.3.1 Amenaza	334
7.3.2 Vulnerabilidad	334
7.3.3 Riesgo	341
7.4 DISCUSIÓN	347
7.4.1 Obtención del riesgo total	347
7.4.2 Consideraciones para la gestión costera	347
 CAPITULO 8 CONCLUSIONES	 351
 BIBLIOGRAFÍA	 363

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

Commander Wiley: *Sir. Package received, what's the verdict?*

Nathan Muir: *We're on for tonight.*

Commander Wiley: *Roger sir, understand. Operation Dinner Out is a GO. Confirm.*

Nathan Muir: *Correct, Dinner out is a go.*

Dr. William Byars: *Dinner Out is a go? Hell of a way to speak to your wife.*

Vincent Vy Ngo: *Why do you think they keep dumping him?*

(Fragmento de la película Spy Games – Tony Scott)

1.1 INTRODUCCIÓN

Las zonas litorales son ambientes dinámicos y cambiantes en donde los diversos procesos (físicos, químicos y biológicos) suelen desarrollarse rápidamente (Andrade et al., 2004). Entre los elementos que contribuyen a la gran variabilidad de la zona litoral, los eventos extremos de oleaje (temporales, huracanes, tormentas tropicales, entre otros) son los agentes que ocasionan los cambios más dramáticos. La importancia de los eventos extremos de oleaje es tal que son considerados los principales responsables de la evolución de los sistemas de islas-barrera durante el Holoceno (Orford et al., 1991) y, de igual forma, se les asigna un papel principal en la evolución a largo plazo de las costas, a pesar de que su actuación está limitada a intervalos temporales cortos (Morton et al., 1995). Los ejemplos recientes de huracanes como el Katrina (SE de EEUU, agosto de 2005) y el ciclón Sidr (Bangladesh, noviembre de 2007) confirman lo anteriormente mencionado. Además, dichos fenómenos han alertado a la opinión pública y a las diversas autoridades internacionales sobre los efectos devastadores de estos eventos, especialmente dañinos sobre costas bajas sobre todo ubicadas en países en vía de desarrollo.

En términos ambientales y socioeconómicos, los eventos extremos de oleaje pueden llegar a ser considerados como generadores substanciales de riesgo (Ferreira, 2005), debido a que su influencia puede llegar a afectar zonas densamente pobladas (Stone et al., 2004). Se estima que en la actualidad el 60 % de la población del planeta vive a menos de 100 km del mar y los escenarios futuros prevén un aumento significativo de los asentamientos humanos en la franja costera. Proyecciones efectuadas por las Naciones Unidas confirman lo antes mencionado, y a su vez, indican que el número de habitantes que se ubica en la franja costera podría alcanzar las tres cuartas partes de la población mundial, equivalente a unos 4.500 millones de habitantes hacia el año 2020 (Barragán, 2004). En el caso de la Unión Europea, la costa se extiende por más de 100.000 km a lo largo de 20 estados miembros (incluyendo España) y en el último medio siglo la población de las ciudades costeras se ha doblado hasta alcanzar los 70 millones de personas en el año 2001 (EUROSION, 2004). De lo anterior, es indiscutible que la concentración de la población en las áreas costeras está trayendo consigo un

incremento en los riesgos asociados a los procesos generados por eventos extremos de oleaje.

Este trabajo de tesis se ha enmarcado en parte dentro del proyecto ***“RESISTE: Mecanismos de respuesta y recuperación de sistemas litorales frente a la actuación de temporales marítimos”*** (CGL2008-00458) financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación y Desarrollo Español, y llevado a cabo dentro del Grupo de Geomorfología Litoral de la Universidad de Cádiz. Dicho proyecto constituyó un paso adelante con respecto a otros proyectos desarrollados en el marco del mismo grupo: “Procesos de erosión costera en el litoral suratlántico español”, “Análisis de la vulnerabilidad costera frente a la dinámica marina: implicaciones en la gestión del litoral suratlántico español” y “Riesgos geológicos costeros asociados a eventos energéticos marinos bajo diferentes regímenes maréales”, también estos financiados por el Ministerio de Educación y Ciencia. Estos proyectos se centraron en el análisis de los procesos físicos y sedimentarios involucrados en la erosión costera y en los ritmos naturales de cambio morfológico de las playas del golfo de Cádiz. Estas investigaciones permitieron constatar que la evolución de la línea de costa presenta episodios críticos relacionados con eventos energéticos (fundamentalmente eventos extremos de oleaje), que dan lugar a cambios rápidos e intensos. En ocasiones, tras un evento energético, la llegada de nuevos temporales antes de que se recuperen los niveles volumétricos pre-evento, da lugar a un déficit crónico que deriva en una tendencia continua y a menudo irreversible de retroceso costero. En costas arenosas intensamente ocupadas, este mecanismo produce un rápido aumento de la vulnerabilidad costera y la consiguiente necesidad de abordar actuaciones de regeneración artificial, cuya vida media suele ser limitada. Además, los eventos energéticos de origen meteorológico también producen otros fenómenos peligrosos que generan claras situaciones de riesgo: desbordamientos del oleaje sobre frentes dunares (*overwash*), inundación de costas bajas debido a sobreelevación del nivel del mar (*storm surge*), entre otros.

Dentro de este marco de referencia, el presente proyecto de Tesis Doctoral busca conocer la frecuencia, dinámica y efectos en la costa de los eventos extremos de

oleaje, así como los mecanismos mediante los cuales estos fenómenos pueden alterar la vulnerabilidad del litoral estudiado o sus tendencias evolutivas. Para esto se evaluó el impacto de temporales concretos sobre tramos costeros tanto naturales como parcialmente antropizados. Así mismo se caracterizaron los cambios morfológicos registrados a lo largo de las últimas décadas y en especial de los últimos 3 años en las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura, ubicadas todas dentro de la Provincia de Cádiz, en el suroeste de España.

1.2 ANTECEDENTES Y ESTADO ACTUAL DEL TEMA

Hasta la década de los '70, los trabajos publicados sobre el estudio de temporales marítimos fueron principalmente de carácter descriptivo, centrados en su mayoría en los efectos de los huracanes sobre la costa norteamericana del Golfo de México (Dolan y Godfrey, 1973). A partir de la década de los '80 se desarrollaron líneas de investigación más específicas, encaminadas a la predicción cuantitativa de los cambios morfológicos costeros asociados a temporales, especialmente sobre playas y dunas (Balsillie, 1986). Uno de los métodos más extendidos consiste en el diseño y aplicación de modelos matemáticos capaces de prever los cambios producidos en el perfil de playa tras el paso de un temporal y, por tanto, su variación volumétrica (Wise et al., 1996). No obstante, en las dos últimas décadas destaca el análisis pormenorizado de las variables físicas que intervienen en los efectos asociados a los temporales, y su papel en la modificación de las formas costeras (Stone y Finkl, 1995).

Otra de las líneas de trabajo recientes consiste en la monitorización y seguimiento *in situ* de los procesos físicos que actúan durante el paso de un temporal, gracias al desarrollo reciente de sensores adecuados y a la progresiva reducción de su tamaño (Butt et al., 2003), aunque los estudios de detalle realizados durante un temporal son todavía escasos.

Otro aspecto importante en la caracterización de eventos meteorológicos extremos es su distribución temporal. Esta línea de trabajo incluye la elaboración de modelos de predicción de trayectorias de los temporales, agrupamiento, frecuencia y periodo de

retorno, correlación con otros fenómenos climáticos, entre otros (Lozano et al., 2004; Ferreira, 2005). No obstante, la relación entre la distribución espacial de los temporales y el comportamiento asociado de las costas, así como la previsión futura de esta relación en caso de cambio climático o de ascenso del nivel del mar, constituye una línea de investigación de desarrollo muy reciente (Pethick, 2001; Hansom, 2001; Rodríguez-Ramírez et al., 2003; Ferreira, 2006).

En cuanto a las investigaciones sobre dinámica costera, además de los estudios *in situ* (generalmente mediante Estación Total y GPS diferencial), cabe destacar el uso de fotografías aéreas y, a partir de la última década, de sensores remotos embarcados en satélites artificiales de observación de La Tierra. Entre las imágenes más utilizadas destacan las procedentes del Radar de Apertura Sintética (SAR) de los satélites europeos ERS-1, ERS-2 y Envisat. El análisis de dichas imágenes permite caracterizar el campo de oleaje en regiones costeras y el estudio de la evolución de las olas en su aproximación a la línea de costa (Ocampo-Torres, 2001). Hay también que resaltar el uso de sistemas LIDAR (*Light Detection and Ranging*) que, montados en avionetas, permiten realizar detallados levantamientos topográficos de amplias.

En concreto, en el litoral del golfo de Cádiz, los trabajos sobre actuación de temporales marítimos y sus efectos han experimentado un gran avance en la última década, avance relacionado básicamente con la actividad de los grupos de investigación de las universidades de Cádiz, Huelva, Faro (Portugal) y Ferrara (Italia). Los estudios realizados incluyen modelos de sobreelevación del nivel del mar asociados a fenómenos de *storm surge* (Benavente et al., 2006; Ciavola et al., 2006a), caracterización y cuantificación in situ de procesos de *overwash* (Matias et al., 2003; Matias, 2006), cuantificación del retroceso costero durante la actuación de un evento de temporal (Ferreira et al., 1995), etc. También se dispone de registros históricos y datos sobre las oscilaciones de la NAO, cuyo análisis ha permitido avanzar en los cálculos de incidencia de temporales (Rodríguez-Ramírez et al., 2003), o incluso en la llegada esporádica de huracanes a las costas del golfo de Cádiz (García-Herrera et al., 2005).

Por otro lado, existe un buen conocimiento acerca de las tendencias erosivas/acrecionales de distintos tramos de las costas de estudio, obtenidas a partir de análisis históricos, cartográficos y fotogramétricos (Ciavola et al., 2004, 2006b; Anfuso et al., 2007; Del Río, 2007, entre otros).

1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Eventos extremos de oleaje como huracanes, tormentas tropicales, temporales marinos, están catalogados como agentes naturales de perturbación frecuentes y de alto impacto dentro de la zona litoral tanto en sus unidades geomorfológicas como en sus ecosistemas asociados (Blasco, 1984; Rogers et al., 1991; Van Tussenbroek, 1994; Sheffer et al., 2001).

Las unidades geomorfológicas y ecosistemas marino-costeros sometidos a algún grado de tendencia erosiva son altamente sensibles a la acción de eventos extremos de oleaje (fenómenos temporales), ya que estos producen en ellos cambios significativos, algunas veces irreversibles.

Las tendencias climáticas actuales están produciendo aumentos significativos en la frecuencia e intensidad de estos eventos a nivel mundial (Balsillie, 1986; Stone y Finkl, 1995; Lozano et al., 2004; Ferreira, 2005). De la costa Andaluza, y en especial del litoral perteneciente a la Provincia de Cádiz, se conoce que los fenómenos meteo-marinos extremos han afectado unidades geomorfológicas como playas y dunas, además de ecosistemas claves provocando pérdidas en su cobertura viva, alteraciones en el crecimiento, zonación y estructura (Benavente et al., 2006).

Los impactos generados por estos fenómenos y la capacidad de recuperación de las unidades y ecosistemas tras un evento de tipo erosivo, están asociados a factores tanto de origen natural como inducido. Es por esta razón que se hace necesario el total entendimiento de la respuesta del litoral frente a los fenómenos previamente citados, de la mano del cálculo de los límites máximos de variabilidad irreversible de cada sistema y tolerancia para cada ecosistema encontrado.

El conocimiento de la resistencia y capacidad de recuperación de las playas ante fenómenos extremos de oleaje es una herramienta necesaria para la realización de planes para garantizar el óptimo desarrollo integrado de una zona litoral. Lo antes descrito adquiere prioridad en el territorio Andalúz, específicamente en la Provincia de Cádiz, donde las playas presentan gran importancia económica asociada con el desarrollo de turismo nacional e internacional.

1.4 LOCALIZACIÓN Y CARACTERÍSTICAS FISIOGRAFICAS

El área de estudio se localiza la costa suratlántica española, dentro de la unidad fisiográfica que se conoce con el nombre de golfo de Cádiz el cual se extiende desde el Cabo de San Vicente, al Norte, en Portugal, hasta Tarifa, al Sur, en el Estrecho de Gibraltar (Figura 1.1). En él, el transporte litoral predominante fluye del NO al SE tal como evidencia la morfología de varias flechas litorales (Doñana, Valdelagrana, Sancti Petri, etc.). En detalle, el área de influencia de este trabajo de tesis abarca un tramo costero comprendido entre las coordenadas $36^{\circ} 37'35''$ - $36^{\circ} 20'2''$ de latitud norte y $6^{\circ} 23'48''$ - $6^{\circ} 09'54''$ de longitud oeste (Figura 1.2). Específicamente, se realizó un estudio morfodinámico de sectores concretos dentro de las playas de “Levante”, “Camposoto” y “La Cortadura” (dos sectores en este caso), ubicadas respectivamente en los términos municipales de las ciudades de El Puerto de Santa María, San Fernando y Cádiz (Figura 1.2). La marea, en las playas estudiadas, presenta rango mesomareal y periodicidad semidiurna. Cada uno de los sectores estudiados contó con una longitud del orden de los cientos de metros y presentó diferentes características en cuanto a su comportamiento morfodinámico y al tipo de respuesta ante el impacto de los fenómenos temporales.

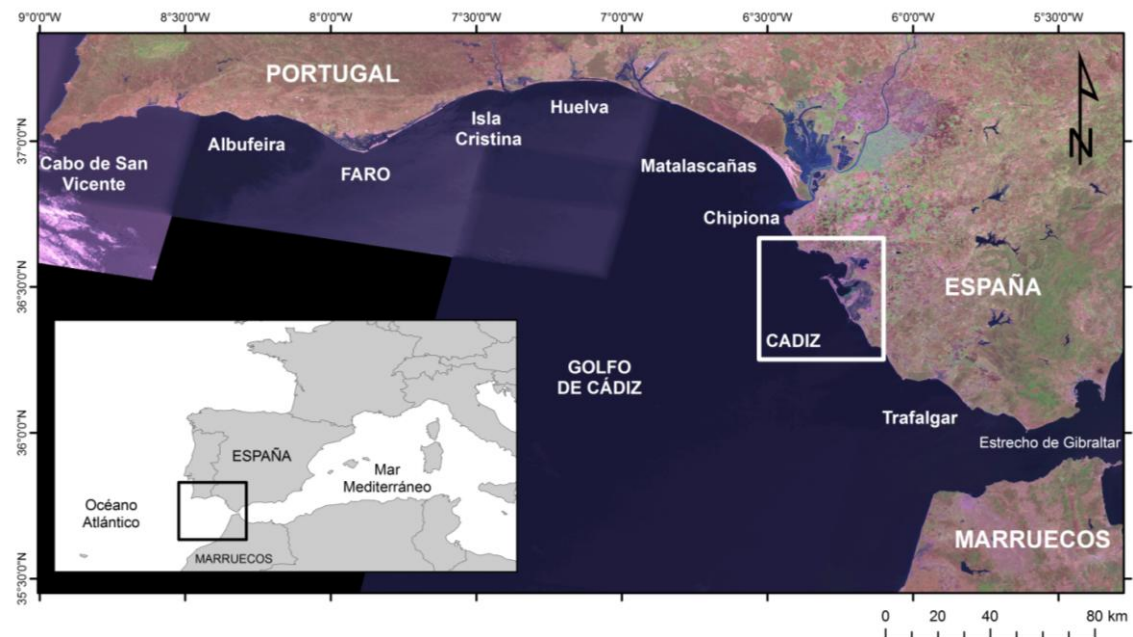


Figura 1.1. Localización general del área de influencia de este trabajo de tesis.

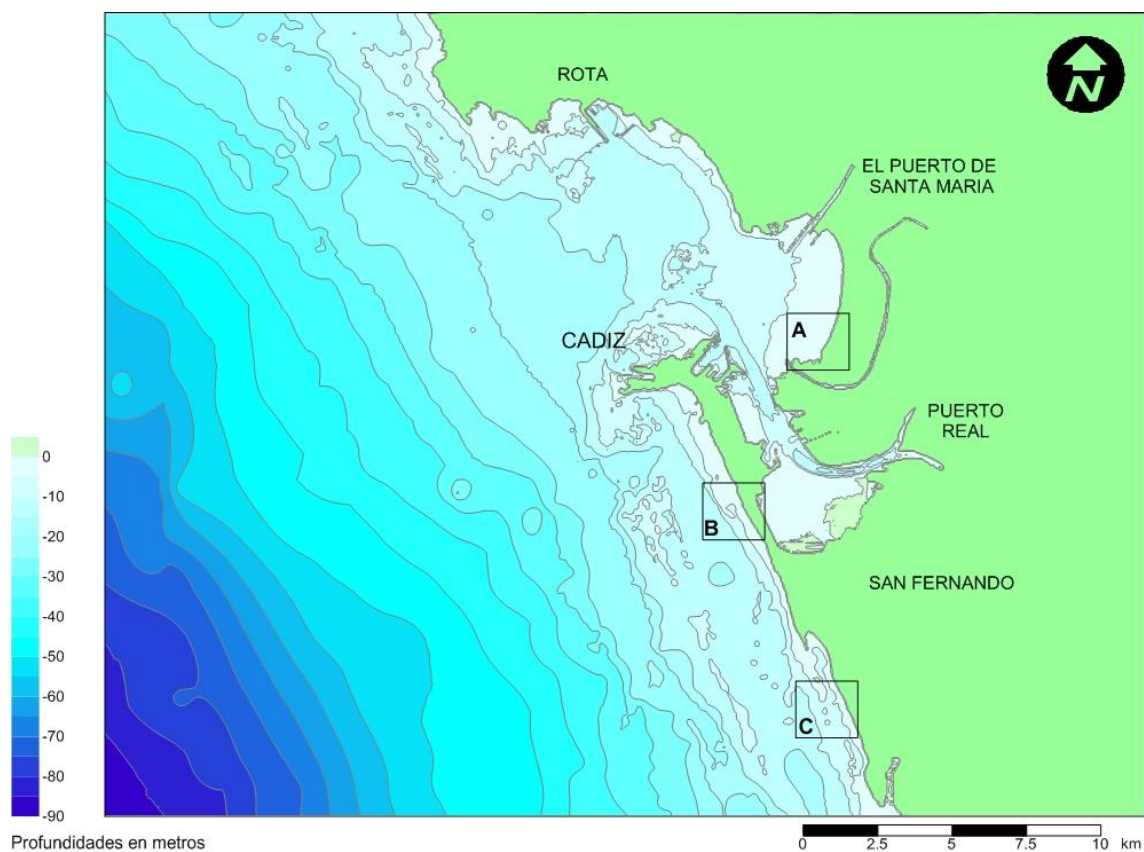


Figura 1.2. Mapa esquemático del litoral estudiado dentro de este trabajo de tesis. A) Playa de Levante – Valdelagrana, El Puerto de Santa María; B) Playa de La Cortadura, Cádiz; C) Playa de Camposoto, San Fernando.

La playa de Levante se encuentra localizada dentro de la flecha litoral de Valdelagrana en la parte sur de El Puerto de Santa María (Figura 1.3). Esta playa natural está compuesta por arenas finas y presenta un estado morfodinámico disipativo que varía a ultradisipativo a lo largo del año (Benavente, 2000). La playa de Levante se encuentra influenciada primariamente por vientos provenientes del ESE y ONO y oleaje que usualmente no supera 1 m de altura. En la parte trasera de la playa las dunas dan forma a cordones discontinuos con anchuras de hasta 100 m y alturas de hasta 50 m y 2 m respectivamente. Esta playa hace parte del Parque Metropolitano “Marisma de los Toruños y Pinar de la Algaida”, convirtiéndola en un área de gran importancia ecológica. De acuerdo a Benavente et al. (2006), cerca del 30 % de la superficie de las dunas se encuentra cubierta por vegetación herbácea como *Lotus creticus*, *Ammophila arenaria* y *Lilium martago*, convirtiéndose en un área de vital importancia ya que permite el anidamiento de diversas especies de aves. El sector estudiado en esta playa presentó una longitud de 466 m.



Figura 1.3. Localización general de la Playa de Levante en la flecha litoral de Valdelagrana. A) Fotografía de la playa y el campo de dunas tomada en diciembre de 2009; B) Fotografía del mismo sector durante un evento extremo de oleaje en enero de 2010.

En este trabajo se considera como la playa de **La Cortadura** al set de dos playas, una urbana y otra seminatural, localizadas respectivamente en el sector más meridional de la parte moderna de la ciudad de Cádiz y justamente al sur de esta (Figura 1.4). La parte norte (playa urbana) está limitada por una pared de concreto - la parte más meridional del paseo marítimo, mientras que la parte sur (playa seminatural), está limitada por dunas traseras y crestas de dunas estabilizadas por vallas y cercas y, a espaldas de estas, se encuentra la carretera que une Cádiz y San Fernando. Ambas playas muestran un estado morfodinámico disipativo - ultradisipativo y están compuestas por arenas finas a medias, ricas en cuarzo (Plomaritis et al., 2010). A lo largo de esta playa el oleaje, en condiciones normales, no supera el 1.5 m de altura. Los dos sectores estudiados, el urbano y el seminatural, presentaron respectivamente longitud de 250 y 350 m.

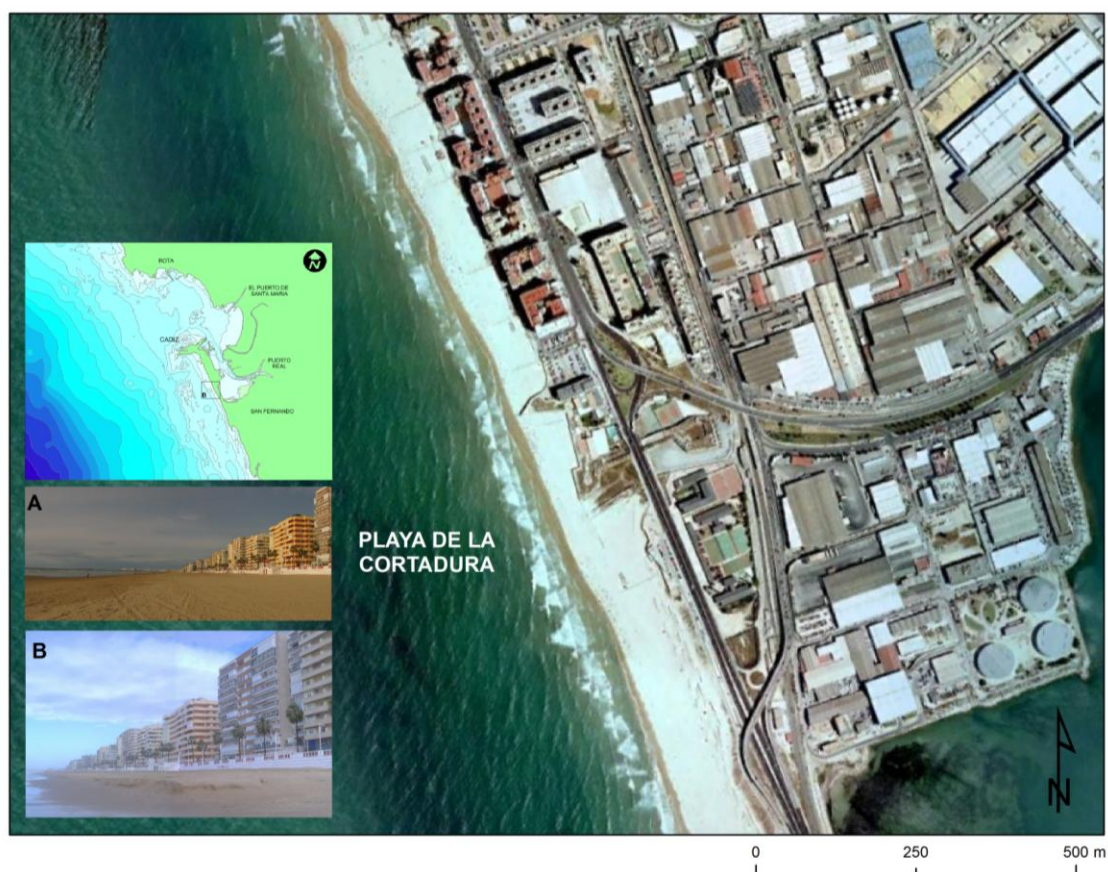


Figura 1.4. Localización general de la Playa de La Cortadura en el área urbana de la ciudad de Cádiz. Al norte la playa urbana, al sur la playa natural. A) Fotografía de la playa urbana tomada en verano de 2009; B) Fotografía del mismo sector días después de un evento extremo de oleaje en enero de 2010.

La playa de **Camposoto** se encuentra ubicada en la flecha litoral de Sancti Petri, dentro del Parque Natural Bahía de Cádiz, establecido como espacio protegido en 1989. Corresponde a una playa natural, respaldada por cordones dunares y marismas, con estado morfodinámico intermedio y formada por sedimentos arenosos ricos en cuarzo (Figura 1.5, Plomaritis et al., 2010). Bajo condiciones climáticas normales, el oleaje incidente en la playa de Camposoto no supera el 1.5 m de altura. El sector de playa investigado tiene cierta importancia turística y ha sido regenerado varias veces entre 1989 y 2011 (Muñoz-Pérez et al., 2001). De igual forma, dentro de esta playa se han llevado a cabo trabajos de preservación de dunas que incluyen plantación de vegetación herbácea, restricción de áreas mediante instalación de cercas y construcción de caminos elevados para evitar el pisoteo de las dunas. El sector estudiado en esta playa presentó una longitud de 530 m.



Figura 1.5. Localización general de la Playa de Camposoto. A) Fotografía de la playa tomada en diciembre de 2009; B) Fotografía tomada días después de un evento extremo de oleaje en enero de 2010.

1.5 OBJETIVOS DEL TRABAJO

Las zonas litorales sometidas a erosión sostenida, como es el caso de la mayoría de las playas de la Provincia de Cádiz, son particularmente sensibles a la actuación de eventos extremos de oleaje. Estos eventos pueden llegar a producir cambios profundos y duraderos en la morfología litoral y posterior evolución, además de causar serios daños en infraestructuras y en ocasiones la pérdida de vidas humanas (Bacon y Carter, 1991; Komar y Allen, 2008).

El presente proyecto de Tesis Doctoral plantea como objetivo general el de conocer la frecuencia, dinámica y efectos costeros de los eventos extremos de oleaje así como los mecanismos mediante los cuales estos fenómenos pueden alterar la vulnerabilidad de las costas o sus tendencias evolutivas.

De esta forma se estudió el impacto de eventos extremos de oleaje concretos sobre tramos costeros tanto naturales como antropizados con diferentes características morfológicas, y se evaluaron las relaciones entre fenómenos climáticos de índole regional (como la NAO - *North Atlantic Oscillation Index*), se determinaron los periodos de retorno – probabilidades de ocurrencia de los temporales y se caracterizaron los cambios morfológicos registrados a lo largo de las últimas décadas.

Los objetivos específicos, en los que se secuencia el objetivo global, son los siguientes:

- A partir de series de tiempo de oleaje, clasificar y caracterizar los temporales marítimos de las últimas décadas en la Provincia de Cádiz.
- Recopilar datos sobre las oscilaciones de la NAO en las últimas décadas, datos históricos de temporales y datos de viento y oleaje asociados.
- Calcular el periodo de retorno de temporales y evaluar las relaciones entre cambios morfológicos registrados en las últimas décadas, variaciones de la NAO y distribución de temporales históricos.

- Caracterizar la respuesta morfológica frente al paso de un temporal de sistemas arenosos costeros morfodinámicamente distintos, de carácter tanto natural como seminatural.
- Cuantificar los cambios morfológicos y volumétricos que genera un temporal sobre un determinado perfil de playa.
- Evaluar los mecanismos de recuperación de sistemas naturales y antropizados en diferentes condiciones morfodinámicas.
- Analizar los cambios morfológicos registrados en las últimas décadas en las zonas piloto (tasas de erosión/acreción, formación de abanicos de desbordamiento, etc.), obtenidos a partir del análisis de fotografías aéreas y uso de SIG.
- Determinar la vulnerabilidad de los sistemas litorales frente al impacto de los fenómenos temporales.

1.6 PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO GENERAL

Para la consecución de los objetivos propuestos en este trabajo se hizo necesario medir una serie de variables que permitieron obtener información sobre la energía incidente en los diferentes eventos extremos de oleaje, la morfología y morfodinámica de las playas estudiadas. Para esto se han empleado diferentes técnicas, tanto para la realización del trabajo de campo como para la realización del trabajo de oficina. Un esquema general del plan de trabajo llevado a cabo se presenta en la figura 1.6.

A continuación se analizan las diferentes fases del plan de trabajo seguido, aunque en cada uno de los capítulos de este documento se presenta una descripción más detallada de las diversas metodologías empleadas.

DATOS	<p>Información Secundaria</p> <p>Fotografías Aéreas</p>	<p>Datos Oleaje y Mareas</p> <p>Perfiles de Playa</p>
MÉTODOS	<p>Determinación Clima Marítimo</p> <p>Calculo de Variaciones Espaciales de Unidades Geomorfológicas</p> <p>Cuantificación de Cambios Morfológicos</p>	<p>Determinación Eventos Extremos</p> <p>Calculo de Desplazamientos de la Línea de Costa</p> <p>Análisis de la Relación Entre Variables Estudiadas <i>Energía vs. Morfología</i></p>
RESULTADOS	<p>Comportamiento Climático</p> <p>Cambios a Mediano y Largo Plazo</p> <p>Respuesta del Sistema a los Eventos Extremos</p>	<p>Cambios a Corto plazo</p> <p>Vulnerabilidad Costera</p>
META	<p>EFFECTOS DE TEMPORALES MARITIMOS EN SISTEMAS LITORALES</p>	

Figura 1.6. Esquema metodológico general desarrollado en este trabajo.

Revisión Bibliográfica: Para atender a las necesidades de actualización bibliográfica que plantea cualquier tipo de trabajo científico-técnico se efectuó una búsqueda continua en las bases de datos disponibles en la biblioteca de la Universidad de Cádiz.

Recopilación de datos climáticos para determinación de eventos extremos de oleaje: esta tarea incluyó la recopilación de datos de oleaje, determinación de temporales y análisis detallado de las variaciones de patrones de teleconexión regional durante las últimas décadas. Para esto se consultaron diversos tipos de registros, incluyendo datos de oleaje de diversas boyas pertenecientes a la red de boyas de Puertos del Estado (Ministerio de Fomento) y bases de datos climáticos (como la NOAA, *National Oceanographic and Atmospheric Agency* de Estados Unidos). La comparación de estos datos permitió la determinación de las relaciones existentes entre la frecuencia e intensidad de los eventos extremos y los patrones de teleconexión regional (como la NAO).

Cálculo de periodos de retorno de eventos extremos de oleaje y evaluación de las relaciones entre evolución histórica de la línea de costa, variaciones de patrones de teleconexión y distribución de eventos: se analizaron los datos de registro meteorológico de las últimas décadas con el fin de calcular los periodos de retorno y probabilidad de ocurrencia de eventos energéticos de oleaje cuyo impacto sea capaz de producir cambios costeros importantes en los diferentes tipos de playas. Las tasas de erosión/sedimentación y las formas asociadas a temporales obtenidas mediante el uso de fotos aéreas se relacionaron con el registro de eventos extremos de oleaje y las oscilaciones de los patrones de teleconexión regional. En concreto se estudiaron posibles relaciones entre la frecuencia de eventos erosivos y la evolución de la línea de costa, incluyendo la aparición de abanicos de desbordamiento, escarpes, entre otros.

Evolución histórica de la línea de costa a corto – mediano plazo y su relación con los eventos extremos de oleaje: para la reconstrucción de la evolución litoral a corto y mediano plazo se emplearon datos históricos así como fotografías aéreas verticales de diferentes años. Las fotografías aéreas fueron sometidas a una fase de pre-procesamiento para adecuar la naturaleza de la información al formato necesario para la aplicación de herramientas SIG. La digitalización de las fotografías aéreas permitió el uso de tratamientos informáticos específicos para georreferenciar y corregir geométricamente los fotogramas.

De igual forma, las fotografías aéreas se emplearon para cartografiar abanicos de desbordamiento y otras formas y depósitos asociados a las acción de los eventos extremos de oleaje, como escarpes en dunas y playas, daños a estructuras antrópicas, entre otros. Cabe señalar la disponibilidad de resultados parciales sobre la evolución de la línea de costa en el litoral de la Provincia de Cádiz, obtenidos en el marco de los proyectos precedentes. No obstante, dichos resultados se complementaron mediante el análisis de nuevos vuelos de cara a su actualización y obtención de tasas más fiables y precisas en algunas zonas piloto.

Determinación de cambios morfológicos y volumétricos en distintos tipos de sistemas playa-duna: se llevó a cabo el seguimiento de diferentes eventos erosivos litorales distribuidos a lo largo de todo el año. Para ello se realizaron campañas de seguimiento de los cambios topo-batimétricos asociados al paso de eventos extremos de oleaje y de la recuperación de sistemas de playa-duna localizados en distintos ámbitos morfodinámicos de la Provincia de Cádiz.

Los resultados obtenidos son representativos de una amplia variedad de casos diferentes, de forma que se pueden extrapolar a una amplia gama de playas-tipo. Las campañas consistieron en restituciones topográficas 3D mediante GPS diferencial, lo que permitió levantamientos topográficos de amplias zonas y, dada la versatilidad de estos equipos, la realización de levantamientos de precisión rápidos antes, durante y después de la actuación de un evento extremo de oleaje, tanto de la playa como del primer cordón dunar.

Las campañas topográficas se prolongaron en las semanas y meses siguientes a los eventos erosivos, con el fin de caracterizar los mecanismos de recuperación de los sistemas litorales.

Mecanismos de respuesta de playas. Cálculo de periodos de recuperación natural de playas y dunas tras la actuación de temporales: en el marco de esta tarea se analizaron de forma cuantitativa los cambios observados en los perfiles de playa durante las campañas de monitorización (ancho, volumen, forma). Los resultados

permitieron deducir la respuesta morfológica y volumétrica de cada playa-tipo (principalmente disipativas e intermedias) bajo diferentes condiciones de oleaje, es decir ante la llegada de distintos temporales-tipo o grupos de temporales. En concreto, se pretende caracterizar para cada playa-tipo su estado morfodinámico y modalidad de respuesta morfológica.

La realización de campañas topográficas sistemáticas de las áreas permitió evaluar los mecanismos de recuperación de sistemas naturales y antropizados bajo diferentes condiciones morfodinámicas, teniendo en cuenta las características morfológicas, la distribución temporal y los cambios de volúmenes. La definición de periodos de recuperación natural de playas y dunas es fundamental para llegar a conocer las variables y factores que controlan la eficacia de la recuperación de costas en erosión por temporales. Es importante destacar que dichos mecanismos de respuesta, válidos para una amplia gama de estados morfodinámicos, son fácilmente extrapolables a otras áreas.

Vulnerabilidad de los sistemas litorales ante eventos extremos de oleaje: el análisis de la vulnerabilidad-riesgo se efectuó mediante una aproximación semicuantitativa, aplicando índices relativos como: tipo de unidad geomorfológica, ancho, pendiente y tipo de playa, grado de exposición al oleaje, entre otros. Se contó con datos cuantitativos de retroceso costero y variables asociadas a usos del suelo, conservación y patrimonio. Todo este análisis se efectuó a la luz de la intervención de los eventos extremos de oleaje.

1.7 ESTRUCTURA DEL TRABAJO DE TESIS

A lo largo del presente trabajo se presentan los resultados del estudio de los efectos de los temporales marítimos en los sistemas litorales de la Provincia de Cádiz. El documento está organizado según las diversas escalas temporales a las que se ha trabajado estando dividido en los siguientes capítulos:

Capítulo 1. Presenta una introducción general al estudio incluyendo la localización geográfica, características fisiográficas, objetivos del trabajo y planteamiento metodológico general.

Capítulo 2. Consta de la caracterización del clima marítimo, de la geología y geomorfología del área de estudio, haciendo especial énfasis en los antecedentes, el marco geológico regional, las unidades geomorfológicas y las intervenciones antropogénicas.

Capítulo 3. Describe de forma general los principales aspectos teóricos asociados a los eventos extremos de oleaje y morfodinámica de playas.

Capítulo 4. Analiza, a escala regional y local, el clima marítimo y eventos extremos de oleaje. En este capítulo se emplean tanto datos HIPOCAS como datos de boyas tomados en tiempo real y a su vez se estudian las relaciones existentes entre clima marítimo, eventos extremos de oleaje y patrones de teleconexión regional.

Capítulo 5. Presenta la evolución de la línea de costa entre 1976 y 2010. Este análisis se efectuó por medio de una cartografía geomorfológica detallada y la reconstrucción de los cambios morfológicos mediante el uso de fotografías aéreas disponibles. De igual forma se presenta una cuantificación de las ganancias/pérdidas (desplazamientos horizontales netos de la línea de costa) registradas por los distintos ambientes cartografiados, todo esto bajo la influencia de los fenómenos temporales de oleaje.

Capítulo 6. Muestra la evolución de la línea de costa entre 2009 y 2012. Los resultados presentados en este capítulo se obtuvieron a partir de campañas de levantamientos topo-batimétricos por medio de GPS diferencial y ecosonda. Al igual que en el capítulo 5, se presenta una cuantificación de las ganancias/pérdidas registradas (en este caso, volúmenes, cambios verticales, pendientes, entre otros) bajo la influencia de los fenómenos temporales de oleaje. Dentro de este capítulo se

analizan también las relaciones entre diversas variables empleadas a lo largo de este trabajo, y los eventos extremos de oleaje.

Capítulo 7. Trata de la determinación de la vulnerabilidad costera a escala regional y local frente al impacto de eventos extremos de oleaje, todo esto realizado dentro de un ambiente SIG.

Capítulo 8. Se presentan el sumario y conclusiones de este trabajo de tesis.

1.8 DATOS EMPLEADOS

El estudio de los efectos de los temporales marítimos en los sistemas litorales de la Provincia de Cádiz ha demandado el uso de diferentes fuentes de datos las cuales son descritas a continuación:

1.8.1 Datos meteomarineros

1.8.1.1 Datos de oleaje

La información meteomarina disponible se puede agrupar en dos categorías:

i) Información obtenida a través de la simulación numérica de las condiciones meteorológicas (datos HIPOCAS) y ii) Información instrumental a partir de datos derivados de la colecta, en tiempo real, por medio de la boya de oleaje nº 1316 perteneciente a Puertos del Estado (Ministerio de Fomento), Figura 1.7 y Tabla 1.1.

Los dos sets de datos disponibles incluyen la altura de ola significativa (H_s), el periodo medio (T_m) y la media de dirección de aproximación del oleaje (D_{md}).

Los datos HIPOCAS, también conocidos como datos SIMAR 44, corresponden a puntos de predicción generados para el Mediterráneo y Atlántico europeo a partir del modelo de alta resolución HAMSON. Este modelo utiliza como forzamiento los campos de viento y presión superficial obtenidos del modelo REMO (Guedes et al., 2002). Cada uno de los cinco puntos de predicción empleados en este trabajo ofrece una resolución

espacial aproximada de 20 km y está formado por un set de 128.518 datos colectados con una frecuencia de 3 horas.

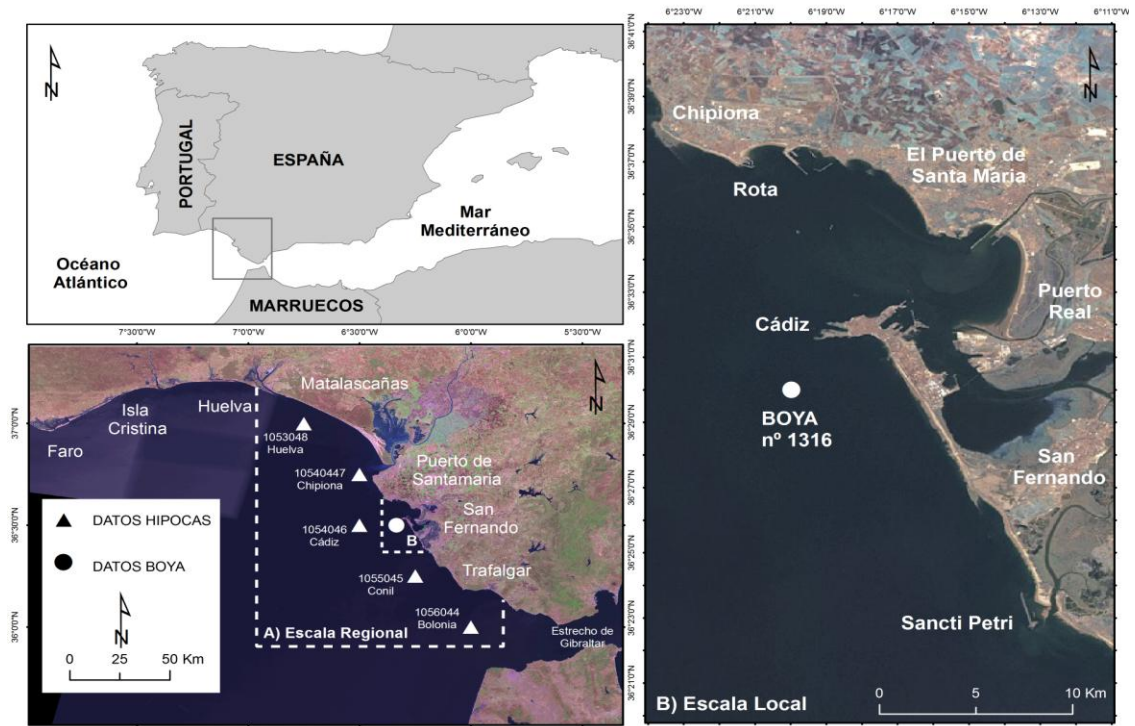


Figura 1.7. Localización de las áreas de influencia (regional y local) utilizadas dentro del análisis climático, de eventos extremos y fenómenos temporales.

Tabla 1.1. Datos disponibles para el análisis climático dentro de la zona de estudio.

Nombre	Red	Periodo	Tipo	Longitud	Latitud	Valides de Observaciones
1053048	HIPOCAS	1958	Direccional	-6.75 W	37 N	100%
Huelva		2000				
10540447	HIPOCAS	1958	Direccional	-6.50 W	36.75 N	100%
Chipiona		2000				
1054046	HIPOCAS	1958	Direccional	-6.50 W	36.5 N	100%
Cádiz		2000				
1055045	HIPOCAS	1958	Direccional	-6.25 W	36.25N	100%
Conil		2000				
1056044	HIPOCAS	1958	Direccional	-6 W	36 N	100%
Bolonia		2000				
1316	Boya	1983	Escalar (1983-2001)	-6.33 W	35.5 N	88%
Cádiz		2012	Direccional (2002-actualidad)			

Dentro de la información instrumental se contó con los datos colectados por la boya nº 1316 (perteneciente a la red de boyas de Puertos del Estado, Ministerio de Fomento). Esta boya se encuentra localizada a una profundidad de 21 m al frente de la ciudad de Cádiz. Este instrumento ofrece una serie de tiempo de 77.241 datos colectados cada hora. Los datos HIPOCAS han sido ampliamente validados (Ratsimandresy et al., 2008) y en especial, para el área de Cádiz, se ha encontrado una diferencia de solo centímetros entre estos y los datos de la boya (Universidad de Cantabria, 2004). De todas formas, en el marco de este trabajo, se optó por analizar cada serie de datos de forma independiente ya que el objetivo principal es el de abordar el clima marítimo a una escala regional (golfo de Cádiz) por medio de los datos HIPOCAS y local, mediante el uso de los datos derivados de la boya de oleaje localizada frente a la ciudad de Cádiz.

1.8.1.2 Datos de marea

El Instituto Oceanográfico Español (IEO) cuenta con una red de mareógrafos así como con la información histórica y en tiempo real del nivel del mar para 11 puntos ubicados a lo largo del litoral español. Dentro de este trabajo se empleó la información asociada al mareógrafo de Cádiz, el cual se encuentra ubicado dentro de las instalaciones del puerto de esta ciudad (Long: -6.28 W, Lat: 36.53 N). Este mareógrafo extrae el nivel del mar y el nivel de marea astronómica cada 5 minutos actualizando diariamente esta información dentro de la página Web de IEO (<http://indamar.ieo.es/>). La serie de datos de marea perteneciente al puerto de Cádiz es de carácter restringido, por esta razón, los datos empleados fueron descargados (en tiempo real), posteriormente filtrados y promediados para así obtener un valor del nivel del mar para cada hora. De esta forma se cubrió el periodo de tiempo comprendido entre septiembre del año 2009 y marzo de 2012.

1.8.2 Fotografías aéreas

El estudio de la evolución de la línea de costa a mediana escala se efectuó a partir del análisis comparativo de diferentes sets de imágenes que incluyen fotografías aéreas, ortoimágenes y ortofotografías tomadas durante los últimos años (Tabla 1.2).

Dentro de estos vuelos la imagen más reciente (correspondiente al año 2011) fue la referencia básica, y con respecto a esta, se cotejaron tanto las unidades geomorfológicas como las líneas de costa de los años anteriores. La comparación de las fotografías permitió identificar las tendencias de cambio en las playas estudiadas, reflejando del predominio de la erosión ó acumulación litoral para cada uno de los sectores en particular.

Tabla 1.2. Fotografías aéreas e imágenes de satélite empleadas dentro de este trabajo de tesis.

AÑO DE VUELO	FUENTE	ESCALA
1976	IRYDA - Ministerio de Agricultura	1:18000
1984	CECAF - Ejército del Aire	1:30000
1991	IGN	1:40000
1998	Instituto de Cartografía de Andalucía (ICA)	1:15000
2000	Instituto de Cartografía de Andalucía (ICA)	1:20000
2001	Instituto de Cartografía de Andalucía (ICA)	0.5 metros de resolución
2003	Instituto de Cartografía de Andalucía (ICA)	0.5 metros de resolución
2004	Instituto de Cartografía de Andalucía (ICA)	0.5 metros de resolución
2005	Instituto de Cartografía de Andalucía (ICA)	0.5 metros de resolución
2007	Instituto de Cartografía de Andalucía (ICA)	0.5 metros de resolución
2009	Instituto de Cartografía de Andalucía (ICA)	0.5 metros de resolución
2011	Instituto de Cartografía de Andalucía (ICA)	0.5 metros de resolución

1.8.3 Levantamientos topográficos

Para determinar la respuesta de las playas a la intervención de los eventos extremos de oleaje, así como para el establecimiento de sus cambios estacionales (de forma y volumen), se realizó un seguimiento topográfico detallado. Dicho seguimiento constituye probablemente la parte más importante del trabajo de campo y eso hace que la distribución temporal y espacial de los levantamientos sea de gran importancia para la comprensión de los resultados obtenidos. Para esto, en la Tabla 1.3, se presenta la distribución temporal de las campañas de campo realizadas dentro de este trabajo.

Tabla 1.3. Campañas de levantamiento de perfiles de playa realizadas dentro de este trabajo de tesis.

CAMPAÑA	LUGAR/FECHA		
	LEVANTE	CAMPOSOTO	LA CORTADURA
1	05-12-2009	03-12-2009	04-12-2009
2	06-01-2010	08-01-2010	07-01-2010
3	30-01-2010	02-02-2010	04-02-2010
4	01-03-2010	04-03-2010	05-03-2010
5	27-04-2010	26-04-2010	22-03-2010
6	25-05-2010	28-05-2010	18-05-2010
7	14-06-2010	17-06-2010	28-06-2010
8	22-11-2010	23-11-2010	24-11-2010
9	12-12-2010	09-12-2010	10-12-2010
10	31-12-2010	28-12-2010	29-12-2010
11	25-01-2011	21-01-2010	-
12	22-02-2011	21-02-2011	-
13	05-05-2011	04-05-2011	03-05-2011
14	12-12-2011	09-12-2011	13-12-2011
15	11-02-2012	10-02-2012	12-02-2012

CAPÍTULO 2

CARACTERIZACIÓN CLIMATICA, GEOLÓGICA, GEOMORFOLÓGICA Y USO DEL SUELO

*Llueve en el canal la corriente
Enseña el camino hacia el mar
Todos duermen ya
Dejarse llevar suena demasiado bien
Jugar al azar
Nunca saber donde puedes terminar o empezar*

(Copenhague- Vetusta Morla)

2.1 CLIMA

2.1.1 Aspectos climáticos generales

La climatología del área de la Bahía de Cádiz está condicionada por la presencia del océano Atlántico. Éste confiere una mayor humedad ambiental al entorno y suaviza las temperaturas máximas y mínimas, determinando un clima de tipo mediterráneo semihúmedo. Por otro lado, las precipitaciones, las temperaturas y la humedad relativa del aire sufren una variación estacional condicionada por la frecuencia y distribución temporal de los vientos dominantes durante el año.

En concreto, las mayores precipitaciones (Sánchez, 1988), las temperaturas mínimas (11º C de media) y los valores más elevados de humedad relativa (72%) se registran en invierno, principalmente cuando soplan vientos húmedos provenientes del océano. Las precipitaciones más escasas, las temperaturas máximas (que raramente superan los 40º C) y los valores más bajos de humedad relativa (30%) se registran en verano, con vientos que soplan de tierra.

Las precipitaciones presentan un valor medio de 605.6 mm/año (Sánchez, 1988), con valores máximos en el periodo noviembre-febrero.

La temperatura media a lo largo del año es de 18.1º C; en cuanto a la temperatura del agua de mar, presenta valores mínimos en febrero (14.5º C) y máximos en septiembre (20.8º C), siendo la variación anual de unos 6º C (Montero de Burgos y González, 1974).

2.1.2 Vientos

El clima del litoral de Cádiz está condicionado por la existencia de vientos que tienen un patrón de distribución bien definido y que, en ámbito local, son denominados “levante” (los del II cuadrante, secos, procedentes de tierra), y “poniente” (los del IV cuadrante, húmedos, procedentes del océano). Según Muñoz y Sánchez (1994), los

vientos predominantes soplan del II y IV cuadrante, suponiendo entre ambos más del 50% de frecuencia total (Figura 2.1).

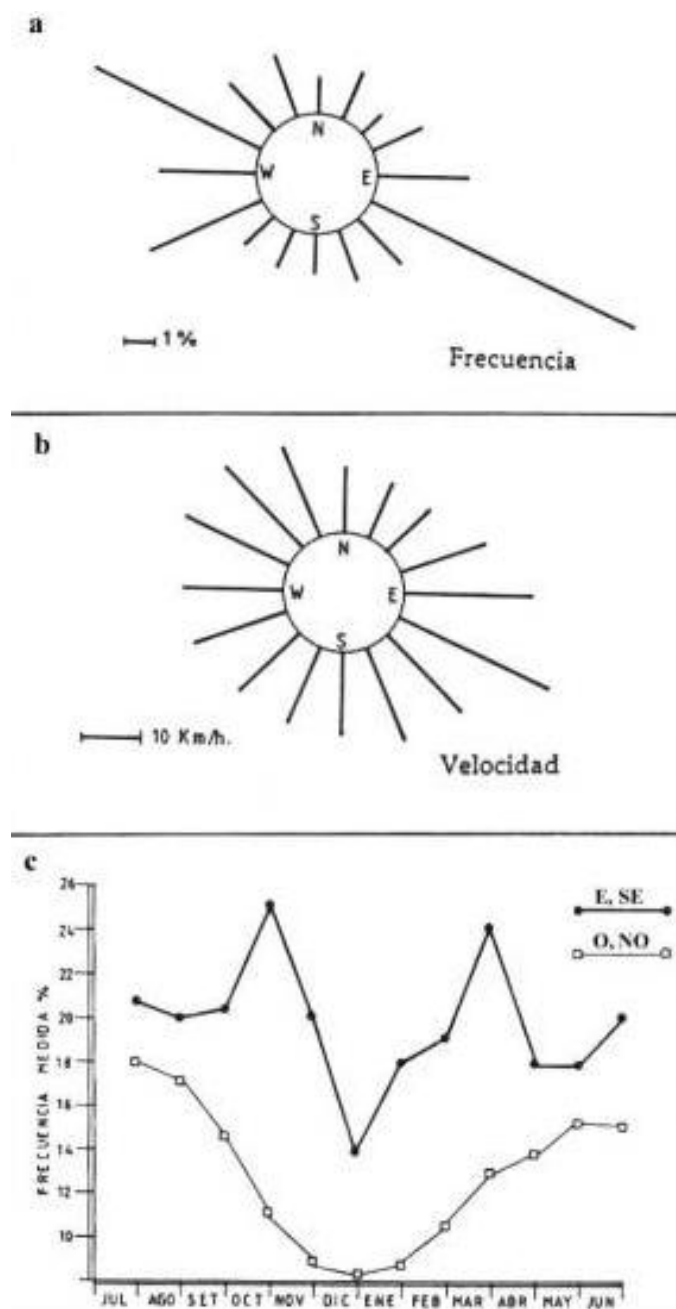


Figura 2.1 Frecuencia (a) y velocidad media (b) de los vientos en la Bahía de Cádiz. Frecuencias medias mensuales (c) de los vientos dominantes (ESE y ONO), durante el periodo 1947-1976 (Muñoz y Sánchez, 1994).

El viento de dirección ESE es dominante (19.6 % de frecuencia) y reinante (27.8 km/h de velocidad media y rachas de hasta 110 km/h) con respecto al viento del ONO, que tiene una media anual del 12.8 % de frecuencia y una velocidad media de 15.8 km/h (Sánchez, 1988).

El primero, aunque aparece en cualquier época del año, presenta frecuencia máxima en otoño y primavera. Habitualmente se trata de un viento continental procedente del norte de África que se modifica al cruzar el Mar de Alborán y el sur de la Península Ibérica. En su avance hacia el Oeste, sobre todo en verano, es secado y calentado al estar en contacto con el suelo y descender por las laderas de las sierras del interior de la provincia de Cádiz. Debido a su gran componente de tierra presenta un pequeño *fetch*, por lo que su importancia en la generación de oleaje es escasa. Estos vientos producen un *set-down*, es decir, un descenso local del nivel del mar. Los vientos de componente Sur, debido a su mayor *fetch*, desarrollan un papel más importante en la generación de oleaje.

En cuanto a los vientos de poniente, se distinguen dos tipos bien diferenciados: vientos locales, o brisas, originados por la diferencia de temperatura entre tierra y mar, y vientos asociados a las depresiones atlánticas que cruzan la Península de Oeste a Este. Los primeros son flojos, frescos y presentan una persistencia de unas horas. Los segundos son más húmedos y acompañados a veces por nubarrones y chubascos; presentan una duración media de 3 a 6 días. El poniente presenta una marcada componente de mar y por ello, un gran *fetch*. En consecuencia, genera un oleaje de “sea” o mar de viento que da lugar a una deriva hacia NNO o SSE en función de la dirección exacta de aproximación del oleaje. Si soplan perpendicularmente a la costa dan lugar a un fenómeno de *set-up*, o subida del nivel del mar.

2.1.3 Oleaje

En este apartado se describen las características del oleaje de la zona de estudio a partir de la información cedida por el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX).

El litoral español está dividido en 10 zonas, para cada una de las cuales el Centro de Estudios de Puertos y Costas ha resumido la información disponible a partir de los datos recogidos por el *National Climatic Data Center* de Ashville (Carolina del Norte,

EEUU) y los datos instrumentales registrados por las boyas de la Red Española de Medida y Registro del Oleaje (REMRO).

La zona estudiada se incluye en el Área IV del Atlas de Clima Marítimo correspondiente a la vertiente Atlántica del sur de la Península. Las medidas integran el periodo 1950-1985, con un total de 135.809 observaciones, 84.515 correspondientes a oleaje de tipo *sea* (mar de viento) y 51.294 a oleaje de tipo *swell* (mar de fondo). Los resultados se presentan en las rosas de oleaje de la Figura 2.2. Dada la orientación del litoral (NNO-SSE), las direcciones significativas de oleaje que afectan a la costa cubren un sector de ONO hasta S.

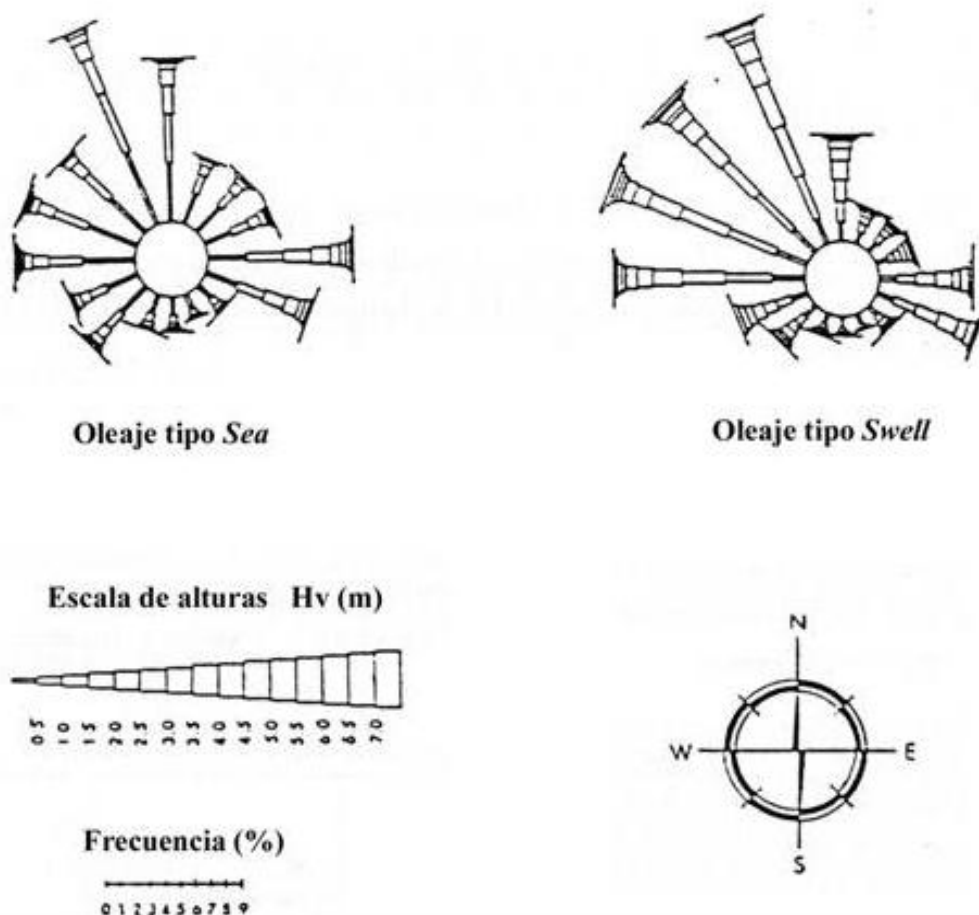


Figura 2.2. Rosas de oleaje correspondientes a la Bahía de Cádiz (datos de la boya ROM 0.3, 1991).

Del análisis de la Figura 2.2 se aprecia cómo las direcciones predominantes de aproximación del oleaje de *sea* y *swell* son las del cuarto cuadrante. Analizando por

separado los dos tipos de oleaje destaca cómo el oleaje de tipo *sea* presenta una distribución más uniforme que el *swell*. La dirección de aproximación más frecuente es la del ONO (12 %), seguida del OSO y el ESE, ambos con el 8% de frecuencia. En cuanto al oleaje de mar de fondo, éste presenta dirección predominante del NNO. El porcentaje de calmas (altura de la ola menor de 0.25 m), para el mar de viento es del 28.49 %, y del 73.54 % para el mar de fondo.

2.1.4 Mareas

En el litoral de Cádiz las mareas son de carácter semidiurno, con dos pleamares y dos bajamares diarias con una leve diferencia horaria y cierta asimetría diurna (Instituto Hidrográfico de la Marina, 2009). El rango mareal medio es de 2.20 m el cual permite clasificar el área dentro del tipo mesomareal bajo (Pethick, 1984).

Además del comportamiento semidiurno, las mareas presentan variación quincenal y semestral. El comportamiento quincenal genera dos picos de mareas vivas al mes y el comportamiento semestral da lugar a las mareas máximas del año que son de tipo equinoccial y se dan en los meses de abril y septiembre con amplitudes de 3.5 m. Las menores amplitudes se dan en octubre y junio con amplitudes inferiores a 0.8 m.

Los rangos de marea previamente mencionados se pueden ver afectados por variaciones en la presión atmosférica y velocidad del viento las cuales pueden llegar a generar variaciones mayores de 50 cm sobre la pleamar (Instituto Hidrográfico de la Marina, 2009). Estos valores se han visto superados en varias ocasiones durante los últimos 30 años registrándose rangos, por causas astronómicas, de hasta 4 m en febrero de 1975 y marzo de 2011.

Finalmente cabe destacar que en el golfo de Cádiz la onda de marea se desplaza de Sur hacia Norte aproximadamente.

2.1.5 Corrientes

Las corrientes oceánicas se deben al desplazamiento de grandes masas de agua, por lo general lejos de la costa. En el golfo de Cádiz se registra una corriente desde el NO

hacia el SE debida al movimiento de la masa de agua superficial noratlántica que fluye hacia el Estrecho de Gibraltar (Ojeda, 1989).

Las corrientes litorales están constituidas por un flujo de agua que afecta a la costa y los fondos someros. Están generadas por el oleaje de mar de viento y de mar de fondo y por las mareas. Las corrientes debidas al oleaje presentan una dirección e intensidad que varían en función del ángulo que forma el oleaje incidente con la costa. Así, en la zona de estudio, los vientos del O y NO y los oleajes asociados y el mar de fondo (Muñoz-Pérez, 1996) generan una deriva dominante hacia el SE. La importancia de esta corriente litoral, de cuadrantes orientales a occidentales, queda reflejada en la dirección de desarrollo de las principales flechas arenosas litorales del golfo de Cádiz: Punta Umbría, Doñana, Valdelagrana y Sancti Petri.

Aunque la corriente descrita sea la dominante, hay que destacar la presencia (Muñoz-Pérez, 1996; Muñoz-Pérez et al., 1996) de una corriente contraria relacionada al oleaje del II y parte del III cuadrante que, aunque tenga menor frecuencia, presenta un gran ángulo de ataque. Esta corriente litoral alcanza menor importancia en la playa de Levante debido a su orientación y localización.

Las corrientes de marea pueden llegar a ser importantes en la bahía de Cádiz. En concreto, durante la subida de la marea o periodo de llenante, se producen corrientes de flujo dentro de la bahía interna en forma de giros anticiclónicos y las aguas entran en el estuario del río Guadalete (Álvarez et al., 2003; Kagan et al., 2008). Durante la retirada de la marea o vaciante, en la bahía externa se desarrolla un sistema complejo de corrientes afectadas por la existencia de giros ciclónicos dirigidos hacia el SE. A este sistema se le suma otra corriente que procede del río Guadalete y es canalizada por los diques de su desembocadura (Álvarez et al., 2003; Vidal-Pérez et al., 2005; González et al., 2010).

La zona investigada en el marco de este trabajo está constituida por un litoral abierto que prácticamente no resulta afectado por las corrientes de marea. Valores relativamente importantes de corrientes de marea se observan en el caño del río San

Pedro, en la extremidad sur de la flecha de Valdelagrana; dichas corrientes, de todas formas, no afectan el sector de playa estudiado (Playa de Levante) localizado en la flecha litoral mencionada anteriormente.

2.2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Existe una amplia gama de investigaciones que abordan la evolución geológica, la geomorfología y los procesos costeros tanto del Golfo como de la bahía de Cádiz. En este aparte se hace un resumen de los principales trabajos existentes, destacando aquellos relacionados con la geología, geomorfología y procesos costeros actuales.

El primer estudio geológico significativo sobre la bahía de Cádiz fue el realizado por Gavala (1927); en este trabajo, el autor explica la evolución de este ambiente costero desde el Mesozoico hasta la actualidad. Posteriormente, a mediados del siglo XX, se elaboraron una gran cantidad de investigaciones que tuvieron como objetivo principal el entendimiento, desde el punto de vista estructural y paleo ambiental, del intervalo Neógeno-Cuaternario en el golfo de Cádiz (Sierro et al., 1992). Entre los trabajos sobre el Plioceno marino destacan los realizados por Ferriz y Aguirre (1992) y Aguirre (1995), mientras que el límite Plio-Pleistoceno, fue trabajado, entre otros autores, por Zazo (1980) y Ferriz (1991).

El estudio del Cuaternario de la bahía de Cádiz se enfocó principalmente en el entendimiento de la neotectónica y los procesos sedimentarios que condicionaron la evolución de este ambiente. Destacan los trabajos de Benkhelil (1976), Dabrio et al. (1987), Maldonado y Nelson (1988), Gutiérrez y Gracia (1994), Lario et al. (1995), Lario (1996), Dabrio et al. (1995, 1998 y 1999), Gracia et al. (1999), Peinado et al. (2004) y Domínguez- Bella (2008).

En cuanto a los trabajos sobre sedimentología, sobresalen las investigaciones realizadas por: Mabesoone (1963 y 1966), en donde se abordó el entendimiento del golfo de Cádiz desde el punto de vista mineralógico y textural; Melieres (1982), que estudio la dinámica sedimentaria del Golfo, y Pérez-Mateos et al. (1982), que

realizaron la descripción de las características sedimentológicas de las playas de la bahía de Cádiz. Guillemot (1986) y Guillemot y Arriba (1987) estudiaron la dinámica sedimentaria de la bahía de Cádiz mediante la interpretación de imágenes de satélite. Dentro de este marco de referencia la Universidad de Cádiz realizó varios trabajos, siendo la tesis doctoral de Gutiérrez (1992), sobre los sedimentos marinos actuales de la Bahía y la plataforma continental de Cádiz, un buen ejemplo de ello. De igual forma se destacan los trabajos de Gutiérrez (1994 y 1996), la tesis de licenciatura de Parrado (1997) y la tesis doctoral de Achab (2000), entre otros.

Las investigaciones asociadas al entendimiento de la dinámica litoral de la provincia se han desarrollado principalmente en el seno de la Facultad de Ciencias del Mar de la Universidad de Cádiz. Se destaca la tesis doctoral de Muñoz-Pérez (1996) donde se simula el comportamiento de las playas apoyadas en plataformas de abrasión marina a partir del método de las Funciones Ortogonales Empíricas (FOE). Este tipo de aportes continuaron en los años siguientes con los trabajos realizados por Muñoz-Pérez y Enríquez (1998) y Anfuso (2001) donde se analizaron la morfodinámica y erosión costera del tramo de costa comprendido entre Chipiona y Rota. Por otro lado, las tesis de licenciatura de Reyes (1997), Benavente (1997) y la tesis de doctorado de Benavente (2000) describieron los cambios estacionales de las playas ubicadas al Sur de Rota.

Con el fin de profundizar en los trabajos anteriormente mencionados, se efectuaron los estudios de Reyes et al. (1996), Benavente y Reyes (1999) y Benavente et al. (1998) que analizaron de manera general el efecto de los temporales en playas, la aplicación de índices morfodinámicos y la caracterización del transporte litoral. En un sentido más aplicado, se estudiaron también la respuesta y evolución de playas regeneradas en la bahía de Cádiz, véanse los trabajos de Benavente et al. (1997) y Anfuso et al. (1999 y 2001).

Es importante destacar los trabajos orientados al estudio del transporte litoral (longitudinal) en la Bahía mediante el uso de trazadores Muñoz-Pérez et al. (1996) y

Anfuso et al. (1999), así como aquellos realizados con el fin de entender la morfología y el comportamiento de las barras intermareales (Anfuso et al., 1998).

Recientemente, se han efectuado trabajos para determinar las tendencias (erosivas/acrecionales) y la actuación de temporales marítimos junto a sus efectos a lo largo de las playas de las provincias de Cádiz y Huelva. Entre ellos se pueden mencionar las investigaciones desarrolladas por Rodríguez-Ramírez et al. (2003), Ciavola et al. (2004), García-Herrera et al. (2005), Benavente et al. (2006), Ciavola et al. (2006), Anfuso et al. (2007), Del Río (2007), entre otras.

2.3 MARCO GEOLÓGICO

2.3.1 Marco estructural general

La provincia de Cádiz está ubicada en el sector SO de la Península Ibérica, en la terminación occidental del sistema Bético, la cual es una cadena montañosa que se extiende desde el golfo de Cádiz hasta Alicante y las Baleares. Esta cadena montañosa es la más occidental del conjunto de cadenas alpinas europeas y ha sido generada gracias a la subducción de la placa Africana por debajo de la placa Europea.

Gutiérrez et al. (1991) describen varias áreas estructuralmente diferentes dentro de este sistema montañoso: i) antepaís, ii) antefosa y iii) el orógeno ss. El antepaís representa la zona estable y no deformada durante la orogenia, y para este caso, está representada por la Meseta Ibérica. La antefosa separa el orógeno del antepaís y está constituida por la Depresión del Guadalquivir, que colinda al Sur con la provincia de Cádiz. Por último el orógeno s.s. está formado por materiales plegados y fracturados como consecuencia de los cabalgamientos generados a lo largo de la orogenia.

2.3.2 Estratigrafía

La complejidad tectónica de la bahía de Cádiz, la regularidad del relieve y la relativa homogeneidad de las formaciones aflorantes (que desarrollan suelos similares) hacen que no sea sencillo diferenciar las diversas formaciones geológicas presentes en el área de estudio. Gracias a los trabajos de Gracia y López-Aguayo (1996) y Domínguez-Bella (2008) se pueden diferenciar en la zona cuatro grandes grupos de unidades según su

edad: i) Subbético (Formaciones Triásico-Miocénicas), ii) Formaciones Miocénicas, iii) Plioceno y iv) Cuaternario (Figura 2.3).

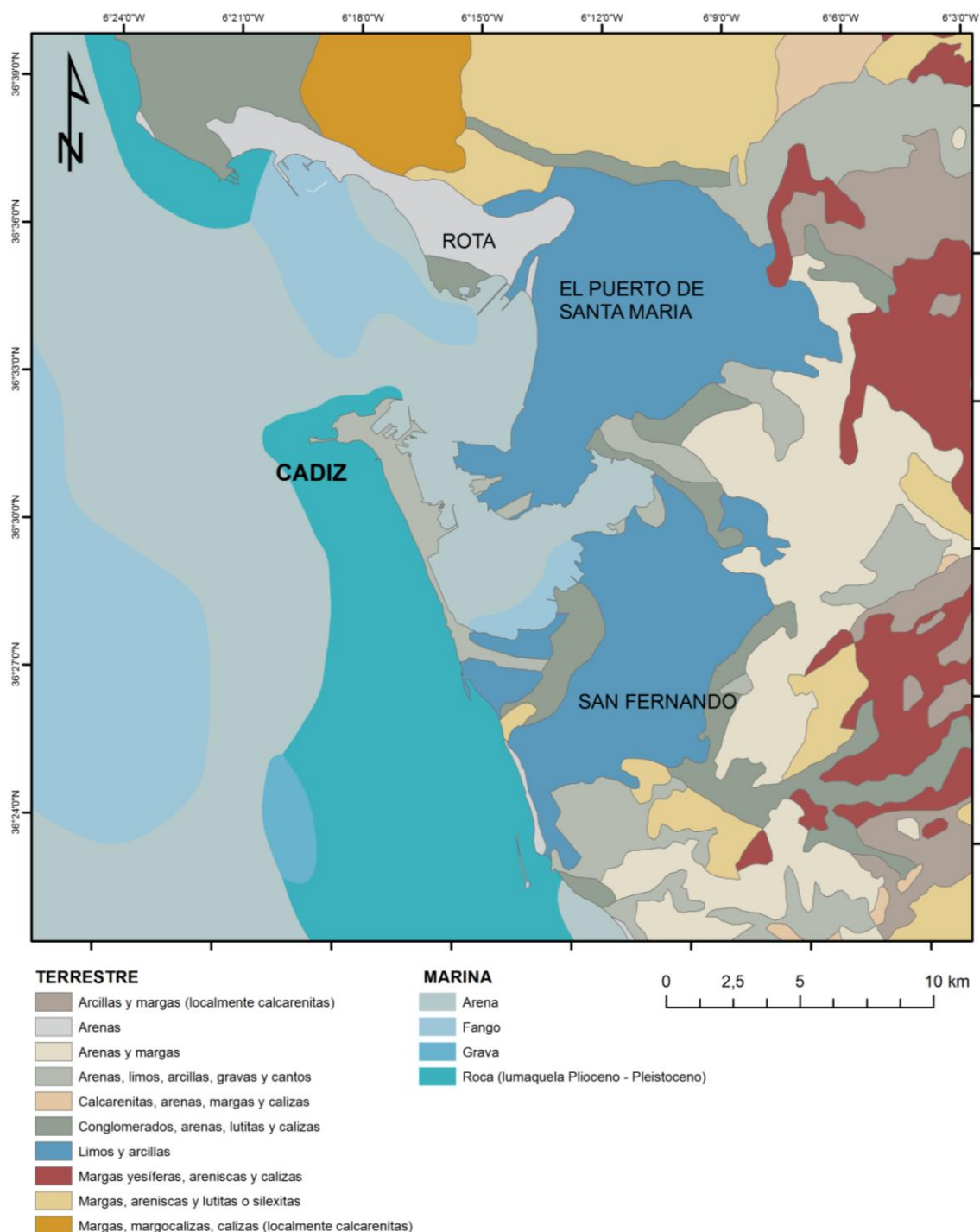


Figura 2.3. Mapa geológico de la bahía de Cádiz. Elaboración Propia –Información derivada de Junta de Andalucía (2012).

2.3.2.1 Subbético: corresponde a materiales sedimentarios de edad Triásica-Mioceno, que representan una transición de medios continentales salinos a marinos restringidos.

Los materiales del Triásico llamados regionalmente trias germano-andaluz están formados por afloramientos de margas, yesos, arcillas y sales, lo cual les da un aspecto característico como puede observarse en el cerro de los Mártires en San Fernando o el cerro de Ceuta en Puerto Real (Domínguez-Bella, 2008). A estos materiales se asocian una serie de fenómenos como los manantiales salados, que han dado origen a muchas explotaciones de salinas de interior, que vienen funcionando en la provincia de Cádiz desde hace muchos años. Se asocian, asimismo, otros materiales como yesos, doleitas, rocas ígneas subvolcánicas grises y verdosas. Los materiales triásicos aparecen en el entorno de la ciudad de Cádiz en pequeños afloramientos de la bahía, con un reducido tamaño, como ocurre en el cerro de Ceuta (Puerto Real) y el cerro de los Mártires (San Fernando). En ambos casos, se trata de afloramientos de naturaleza diapírica, que en su proceso de elevación, han deformado intensamente los materiales que se encontraban sobre ellos; como se puede observar en los estratos verticalizados del Terciario, que aparecen junto al cerro de los Mártires (Gracia et al., 1999).

Los materiales del Jurásico-Cretácico afloran en el entorno de la bahía de Cádiz, como isleos de calizas y dolomías, englobados en una masa de otros materiales tales como las arcillas, margas y yesos del Triásico (Domínguez-Bella, 2008). Se trata de materiales que han sufrido un transporte gracias a fenómenos tectónicos. El ejemplo más próximo a la capital gaditana sería el monte de El Berrueco, entre Chiclana y Medina Sidonia, formado por calizas blancas marmóreas, que fueron explotadas como roca de construcción y usadas en edificios como la Catedral de Cádiz.

2.3.2.2 Formaciones Miocenas: Gutiérrez (1992) define esta formación como una secuencia de arcillas y margas diatomíferas de color blanquecino, ricas en foraminíferos, radiolarios y espículas de esponjas silíceas. Esta secuencia constituye los materiales depositados en la depresión del Guadalquivir a lo largo de la primera fase orogénica.

El Mioceno Medio está constituido por arcillas y margas blancas, con diatomeas; denominadas localmente como albarizas o tierra de diatomeas. Corresponden a depósitos marinos pelágicos, con altos contenidos en caparzones silíceos de algas

diatomeas, además presentan ciertos contenidos de foraminíferos, radiolarios y espículas de esponjas (Baena et al., 1987, Domínguez-Bella, 2008). De esta formación se pueden encontrar afloramientos próximos a la bahía, en zonas como la Loma del Puerco en Chiclana o en la zona de Lomopardo, próximo a El Portal.

El Mioceno Superior está compuesto por biocalcarenitas que son rocas formadas por una acumulación de restos de caparzones de moluscos, espículas de erizos, gasterópodos, etc., con una matriz terrígena rica en granos de cuarzo y un cemento carbonatado. Son materiales marinos someros, posiblemente generados en zonas de plataforma costera, con estratificación cruzada. Estas rocas forman muchos de los relieves característicos del entorno de la bahía de Cádiz, tales como la Sierra de San Cristóbal (Puerto de Santa María), Vejer, los acantilados de Barbate, el cerro de Medina Sidonia, entre otros.

2.3.2.3 Plioceno: Aguirre (1990) divide los materiales pliocenos de la costa gaditana en tres unidades litológicamente diferentes: i) La unidad inferior (Plioceno inferior-medio) que está constituida por arenas finas - limos con laminación horizontal y está caracterizada por la asociación faunística *Amusium cristatum*, *Chlamys macrotis*, *Palliolum hyalinum* y restos óseos de cetáceos. ii) La unidad superior (Plioceno medio), en paraconcordancia con la anterior, está constituida por calciruditas cementadas, localmente lumaquéllicas, arenas cuarzosas, y por una alternancia de arenas con niveles centimétricos de limos y, finalmente, por arenas finas y medias bien lavadas. Los fósiles más característicos de este tramo son valvas aisladas de *Ostrea edulis*, *Pecten* sp. y *Glycimeris* sp., entre otros. Viguié (1974) y Zazo et al. (1983) denominaron esta unidad “conglomerado ostionero superior”. iii) La tercera unidad (Plioceno superior), en continuidad de sedimentación con la unidad anterior, está constituida por un conjunto fosilífero con presencia abundante de rodolitos y serpúlidos (Zazo, 1980), así como por una alternancia de calcarenitas y niveles de acumulación de rodolitos; los fósiles más característicos de este tramo son *Ostrea edulis*, *Pecten maximus*, *Anomia ephippium*, *Mytilus edulis* y *Chlamys* sp.. La parte más alta de esta tercera unidad está constituida por un conjunto calcarenítico-arenoso que equivale al “conglomerado ostionero superior” de Zazo (1980).

2.3.2.4 Cuaternario: Roldán et al. (1988) describen los depósitos cuaternarios y destacan cómo en la bahía de Cádiz conforman una típica campiña litoral caracterizada por la sucesión de amplias vaguadas y plataformas más o menos onduladas e incididas por pequeños arroyos. Estos mismos autores concluyen que las morfologías cuaternarias más comunes corresponden a los glaciares, los mantos eólicos, los conos aluviales y las zonas de *lagoon*.

En concreto, los glaciares de cobertera se extienden ampliamente al Este y están constituidos por arenas rojas de granulometría fina con cantos de cuarzo. Presentan en general un espesor inferior a un metro. El manto arenoso eólico adquiere un gran desarrollo en todo el litoral y se adentra también en el interior cubriendo diversos materiales. Su edad, al igual que la de los glaciares, es Pleistoceno superior. Los conos aluviales están constituidos por arenas y arcillas con cantos. Bordean las marismas del Guadalquivir aunque el sistema más importante se desarrolla al pie de los relieves pliocenos de Loma Alta. Finalmente, margas verdosas ricas en carbonatos y con lentes de arenas, constituyen el relleno de pequeños *lagoons* que hoy en día están cortados por el mar y afloran a lo largo de zonas de acantilados.

Sobre este conjunto de morfologías se desarrolla un gran mosaico de formaciones superficiales constituido, principalmente, por costras calcáreas, suelos pardo-rojizos y negros, y depósitos aluviales-coluviales (Borja, 1992).

Lario (1996) describe los depósitos pleistocenos del área Suribérica atlántica y mediterránea. En el golfo de Cádiz el registro de los depósitos del Pleistoceno inferior corresponde a terrazas y plataformas marinas distribuidas a diferentes alturas de forma discontinua a lo largo del litoral y sin depósitos continentales asociados. Este autor diferencia varios niveles marinos del Pleistoceno inferior en Cádiz, San Fernando, Puerto Real y El Aculadero (El Puerto de Santa María). Los depósitos del Pleistoceno medio y superior son más discontinuos y de difícil correlación, debido a la actividad tectónica reciente del área (Zazo et al., 1983).

2.3.3 Tectónica

La particular morfología de la bahía de Cádiz, que está ubicada sobre lo que anteriormente fue un conjunto de islas alargado en dirección NO-SE, está asociada a la existencia de diferentes fallas a lo largo de esta misma dirección, la cual resulta ser la misma dirección de la costa en gran parte del litoral atlántico de la provincia (Gutiérrez et al., 1991; Domínguez-Bella, 2008 - Figura 2.2). Estas fallas, que han experimentado movimientos relativamente recientes, son las responsables de la extensión en longitud de los bloques rocosos existentes en la actualidad y, así mismo, generaron un régimen compresivo que se mantiene en la actualidad (Gracia et al., 1999; Gracia et al., 2008 - Figura 2.4).

La bahía de Cádiz ha experimentado a lo largo del Terciario y Cuaternario una serie de transformaciones morfológicas que han podido tener su origen, al menos en una parte importante, en los movimientos tectónicos asociados a los movimientos de los sistemas de fallas. Según Benkhelil (1976) y Domínguez-Bella (2008), entre el Mioceno Superior y Plioceno, ocurre una fase tectónica distensiva, que origina una falla normal de dirección E-O, limitando por el norte la actual Bahía, justo al pie de la Sierra de San Cristóbal. Esta falla habría producido una depresión que posteriormente fue ocupada por un sistema deltaico. Entre el Plioceno Medio-Superior y el Pleistoceno Inferior, se sedimentaron materiales detríticos con características fluviales y litorales (Aguirre, 1995), lo que explicaría la presencia de restos de conchas y cantos rodados de cierto tamaño. Esta facies, es la de conglomerados bioclásticos cementados, que ahora se conocen como “roca ostionera” (Benot et al., 1993).

Tras esta fase distensiva, se produce otra de carácter compresivo, ya en el final del Plioceno, con direcciones predominantes de NO-SE hasta N-S, que Benkhelil (1976) identifica con pequeñas fallas direccionales.

Lario (1996) evalúa las tasas de levantamiento para los últimos 100.000 años y realiza un mapa de isobaras en el área atlántica de Andalucía. Según este autor, en el área de estudio, se presentan tasas de elevación que decrecen progresivamente hacia el NE. Concretamente, la bahía de Cádiz presenta una elevación baja, menor de 1 cm en los

últimos cien mil años. En esta área tiene lugar la superposición de los diferentes episodios marinos cuaternarios, quedando el más antiguo a una cota más baja con respecto a otros más recientes (Zazo et al., 1993).

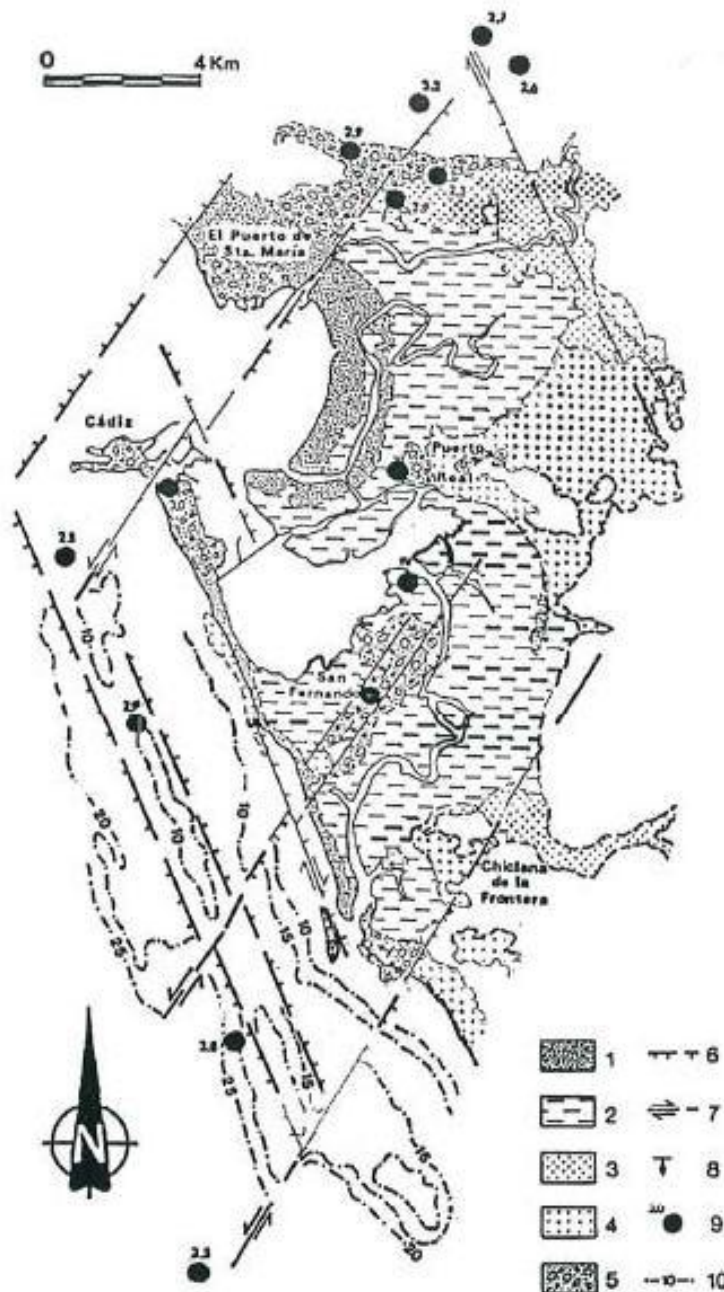


Figura 2.4 Esquema tectónico de la bahía de Cádiz (modificado de Gracia et al., 2008).
 Leyenda: 1, Campos de dunas, playas y cordones arenosos históricos y actuales. 2, Marismas. 3, Depósitos aluviales del Holoceno. 4, Depósitos del Pleistoceno. 5, Roca Ostionera (Plioceno Superior – Pleistoceno Inferior). 6, Falla normal con actividad en el Cuaternario. 7, Falla direccional con actividad en el Cuaternario. 8, Dirección en profundidad de la inclinación de depósitos cuaternarios deformados por fallas. 9, Epicentros de terremotos (los números y las letras se refieren a la magnitud y la intensidad, respectivamente). 10, Líneas de profundidad (isobatas, en metros).

2.3.4 Evolución geológica

La evolución geológica de la línea de costa gaditana ha estado controlada, entre otras causas, por las oscilaciones del nivel del mar y por los movimientos tectónicos recientes. El origen de esta Bahía estuvo fuertemente ligado a la formación de una depresión tectónica durante una fase de extensión en el Mioceno Superior (previamente mencionada). La depresión inicial estuvo ocupada por un extenso delta, que recibía los aportes de un río importante y cuyos sedimentos afloran en la actualidad en forma de conglomerados ricos en conchas de ostreídos (Gracia et al., 2000).

Al final del Plioceno, el golfo de Cádiz se vio afectado por una serie de fracturas con dirección NE-SO a favor de la cual se instaló un nuevo curso fluvial antecesor del Río Guadalete, produciéndose así, una serie de capturas en su margen izquierda (Peinado et al., 2004) y funcionando como un brazo del Guadalquivir durante todo el Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior (Martín-Algarra et al., 1991).

Peinado et al. (2004) explican que durante el Pleistoceno Inferior se produjo una regresión importante que dejó la plataforma emergida, a su vez, la línea de costa de la hoy ciudad de Cádiz, se trasladó algunos kilómetros hacia el Oeste, y de igual forma se dio un descenso del nivel base y encajamiento de los ríos. Esta emersión generalizada elevó los depósitos Pliocenos de calcarenitas a nivel de mar, produciendo fuerte erosión planar (que se puede observar en afloramientos ubicados entre Rota y Roche). Los sedimentos que hacen parte de estos depósitos están formados por arcillas rojas con clastos de cuarcitas Hercínicas, hecho que refuerza la hipótesis de una posible comunicación entre los ríos Guadalete y Guadalquivir. Gracia et al. (2000) sugieren que la desembocadura de este río debió encontrarse entre San Fernando y Chiclana, al no encontrarse facies sísmicas fluviales al Norte y a la existencia de un depósito de gravas poligénicas debajo de la flecha de Barrio Jarana.

Para el Pleistoceno Medio, se produce un encajamiento de la red fluvial progresivamente en relación con las oscilaciones glacioeustáticas. Esto trae consigo la formación de terrazas fluviales en los ríos Guadalete, Iro, Laguna de Medina, entre

otros. Para este periodo se pueden diferenciar tres terrazas fluviales que Peinado et al. (2004) han definido como: T1 a +50 m, T2 +30 m y T3 a +20 m. De igual forma, el descenso del nivel de base de los ríos descendió a su vez los niveles freáticos, favoreciendo la generación de lagunas por hundimientos kársticos en materiales yesíferos (Rodríguez-Vidal et al., 1993), como las de Medina, Puerto Real y Chiclana de La Frontera.

El Pleistoceno Superior se caracterizó por variaciones del nivel del mar que dieron lugar a diferentes plataformas marinas durante el Tirriense¹. Al igual que las descritas por Peinado et al. (2004), estas son debidas a variaciones glacioeustáticas y según Somoza et al. (1997) se distribuyen siguiendo los ciclos deposicionales de 100-41-23 k.a. de Milankovitch. El Pleistoceno Superior termina con la mayor bajada del nivel del mar registrada para este periodo, asociada a la última glaciación llamada *Younger Dryas*. Esta glaciación hace descender el nivel del mar unos 120 m debajo del nivel actual y desplaza la costa unos 14 km mar adentro de la línea de costa actual (Gracia et al., 2000).

En el Holoceno, la subida glacioeustática general del mar sufrió una desaceleración entre los 10.000 y los 7.000 a.C. (máximo Flandriense) la cual se traduce en el desarrollo de niveles de turba sobre las llanuras mareales (Zazo et al., 1996). A partir del máximo eustático Flandriense el nivel del mar experimenta una serie de oscilaciones muy próximas al nivel actual del mar ± 1 m produciendo una serie significativa de progradaciones (formación de barras de arena - Figura 2.5). La progradación de las barras o flechas de arena en las desembocaduras de los ríos permiten diferenciar una serie de episodios posteriores a la transgresión Flandriense, definidas por Zazo et al. (1994), Rodríguez-Ramírez et al. (1997), Gracia et al. (2000) y Peinado et al. (2004) como *Spits (H)*:

- a) *Spit* H1 6900-4500 años a.C., no aflora en superficie y se considera que la parte subaérea pudo haber sido erosionada. Existe una terraza marina cerca del barrio Jarana datada con C_{14} en 4860-5325 a.C. a +2-3 m.s.n.m. relacionable con el máximo Flandriense (Gracia et al., 2000).

- b) *Spit* H2 4200-2600 años a.C. (Época Tartessa), se producen cambios en los vientos de O a OSO, incrementándose el desarrollo del *Spit* en la dirección E y SE. Esta fase está considerada como la más productiva formándose las flechas de Doñana, Valdelagrana, Barrio Jarana y Sancti Petri entre otras. Estas barreras de arena aislaron del mar a los estuarios disminuyendo la influencia marina en su interior, y aumentando el dominio continental, formándose deltas con un rápido avance de 2-3 m/año de media en el Guadalquivir (Rodríguez-Ramírez et al., 1997) y en el delta del río Guadalete (Dabrio et al., 1999).
- c) *Spit* H3 2300-1100 años a.C. (Época Romana- Medieval), en esta fase se produjo una amplia progradación de los deltas como ocurrió en el Guadalquivir y Guadalete. Se dio un importante crecimiento de las formaciones litorales y eólicas (Dunas del Asperillo, Matalascañas, Valdelagrana, Trafalgar, Baelo Claudia, Tarifa), retroceso de acantilados (como la Barrosa) y progresivo cierre de los estuarios en el Guadalete y Guadalquivir; en este último, el avance de la línea de costa se calcula entre 3-4 m/año (Rodríguez-Ramírez et al., 1997).
- d) *Spit* H4 800 años a.C.- presente, durante esta cuarta fase se produce un cambio en la dirección de los vientos a SO, favoreciendo la progradación de las barras y la colmatación de los estuarios pasando a marismas, en este paso ha sido decisiva la actividad antrópica.

Peinado et al. (2004) sugiere que la evolución geológica de la bahía de Cádiz, como se ha mostrado en este apartado, ha cambiado continuamente con el tiempo bajo la influenciada por diversos factores entre los que destacan:

- a) Variaciones del nivel del mar, sobre todo durante el Cuaternario asociadas a las glaciaciones, que han variado la paleogeografía de la costa.
- b) Elevaciones isoeustáticas que han aumentado de 0,01 cm/año en el Tortoniense a 0,2 cm/año durante el Tirriense para decrecer durante el Holoceno a 0,4 mm/año.

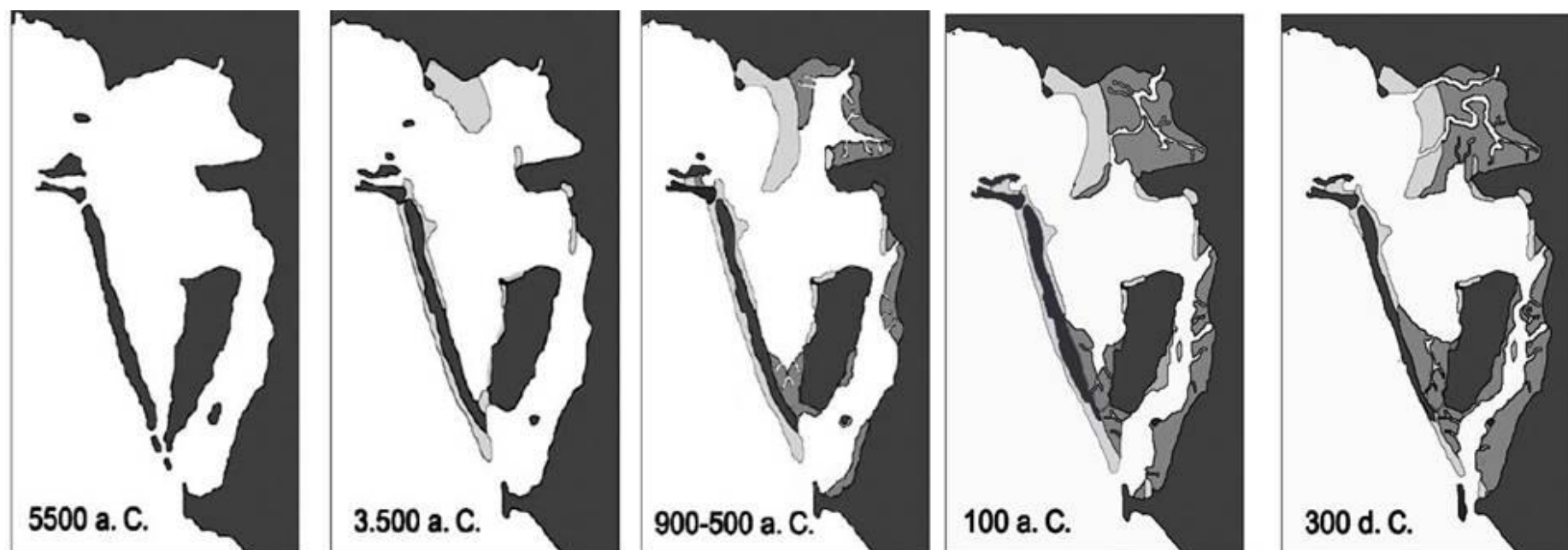


Figura 2.5. Evolución paleogeográfica esquemática de la bahía de Cádiz desde 5.500 años a.C. hasta 300 d.C. (modificado de Alonso et al., 2009). En color gris oscuro, tierras emergidas; en gris medio, marismas y llanuras maréales y en gris claro, playas y dunas.

- c) Tectónicos, que han cambiado el curso de ríos como el Guadalete y ha dejado áreas subsidentes durante el Holoceno.
- d) Diapirismo, que ha elevado determinadas áreas como Cádiz y San Fernando.
- e) Cambios climatológicos regionales.
- f) Sísmicos, con la presencia de terremotos y maremotos como el de Lisboa de 1755.
- g) Actividades antrópicas, que aceleran la colmatación de estuarios y marismas.

2.4 GEOMORFOLOGÍA

En cuanto a las unidades geomorfológicas, aparte de las playas (que serán explicadas en detalle a lo largo de esta tesis), las morfologías más importantes son (figuras 2.6 y 2.7):

2.4.1 Marismas

Esta unidad está caracterizada por una alta incidencia del medio marino que se establece a través de una compleja red de caños y canales por los cuales ingresa el agua salina durante las mareas altas. Dentro del área de estudio, las principales marismas se encuentran dentro del parque Los Toruños (Valdelagrana), Sancti Petri (San Fernando), en la isla del Trocadero y en el entorno del río Arillo. Las marismas presentan diversos ambientes sedimentarios representados por llanuras mareales desarrolladas a diferentes alturas sobre el nivel del mar. Los términos “*slikke*” y “*schorre*” se han empleado para la descripción de las marismas. El nivel medio que alcanza la marea en los llanos intermareales determina la zonación y los límites entre el “*slikke*”, definida desde el punto de vista hidrográfico y sedimentológico, como la zona fangosa y sin vegetación inundable en cada marea, y el “*schorre*”, que constituye la llanura mareal superior con vegetación y que se inunda solamente con mareas de aguas vivas o eventos extremos de oleaje.

La frecuencia de inundación, las condiciones de salinidad y la estructura del suelo, principalmente, permiten el crecimiento de una vegetación específica en cada zona dando lugar también a zonas de transición *slikke/schorre*. Como etapa madura se

encuentra la marisma no inundable, que representa una superficie antigua de la marisma, 1-2 m por encima de la actual, generada en épocas pasadas, conservándose en ella restos del *schorre*.

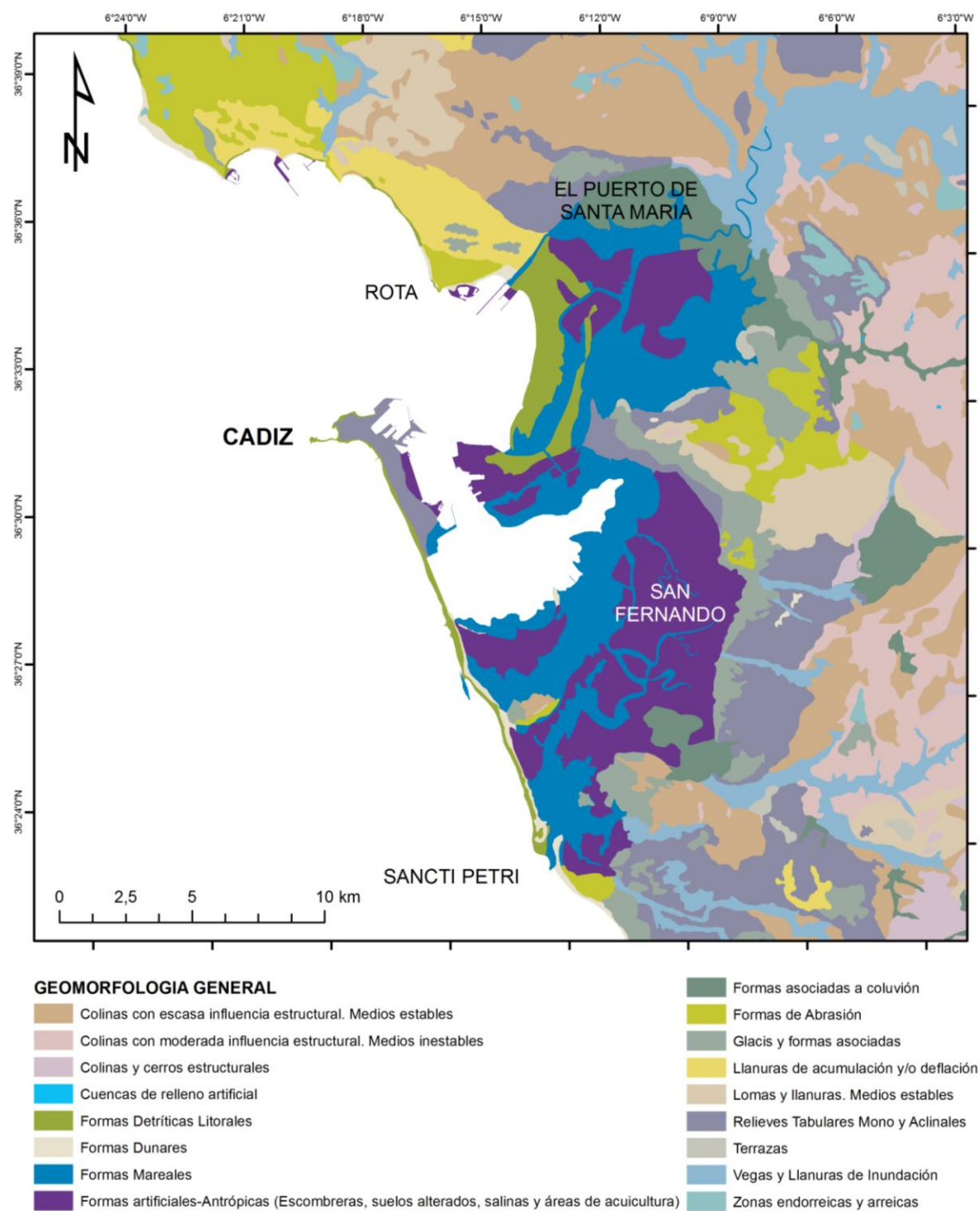


Figura 2.6. Mapa geomorfológico de la bahía de Cádiz. Elaboración Propia –Información derivada de Junta de Andalucía (2012).

2.4.2 Canales mareales

Las marismas previamente mencionadas están surcadas por una multitud de caños que configuran una intrincadísima red a partir del mayor de todos ellos que es el caño de Sancti Petri, que atraviesa la marisma comunicando el Océano Atlántico con la Bahía en sentido Sur-Norte. A partir de este caño se abren otros muchos que permiten que los flujos de agua circulen hasta llegar a lugares remotos de la marisma (Junta de Andalucía, 2004).

2.4.3 Salinas

En el año 2004 la Junta de Andalucía en su **“Plan de Ordenación de los Recursos Naturales del Parque Natural Bahía de Cádiz”** determinó que las salinas ocupan la mayoría de la superficie de las antiguas marismas naturales (figura 2.5). Cada salina dispone de un conjunto de depósitos de agua de distinta morfología, excavados en la marisma natural. El agua, almacenada en los esteros durante las mareas vivas, circula por gravedad pasando de un depósito a otro. Dentro del Parque Natural Bahía de Cádiz se distinguen 129 salinas cuya morfología y grado de conservación de su estructura original varía de unas a otras en función del uso al que están sometidas en la actualidad (salina tradicional, cultivos marinos extensivos, cultivos marinos semiintensivos o intensivos, estado improductivo, relleno, etc.).

2.4.4 Lagunas y zonas inundables

Existen otras zonas húmedas costeras que reciben agua ya sea por el mar a causa de la infiltración, debido a la pluviosidad, o que se han formado por algún cerramiento causado por la construcción de infraestructuras de comunicación. Aunque su presencia en este espacio es escasa, cabe destacar los encharcamientos hipersalinos localizados en el pastizal de La Algaida y la Laguna pluvial temporal de la Vega, cuyo valor ecológico se debe fundamentalmente a su baja salinidad (Junta de Andalucía, 2004).

2.4.5 Mantos eólicos y cordones litorales

Las antiguas flechas o cordones litorales se encuentran situadas entre las marismas desecadas del río Guadalete y la playa de Valdelagrana. Las más antiguas están conectadas por el Pinar de la Isleta y de La Algaida, que tiene un sotobosque de

sabinas. Otras más recientes son los cordones de Los Toruños cuyos ganchos terminales determinan su evolución a flecha (Junta de Andalucía, 2004).

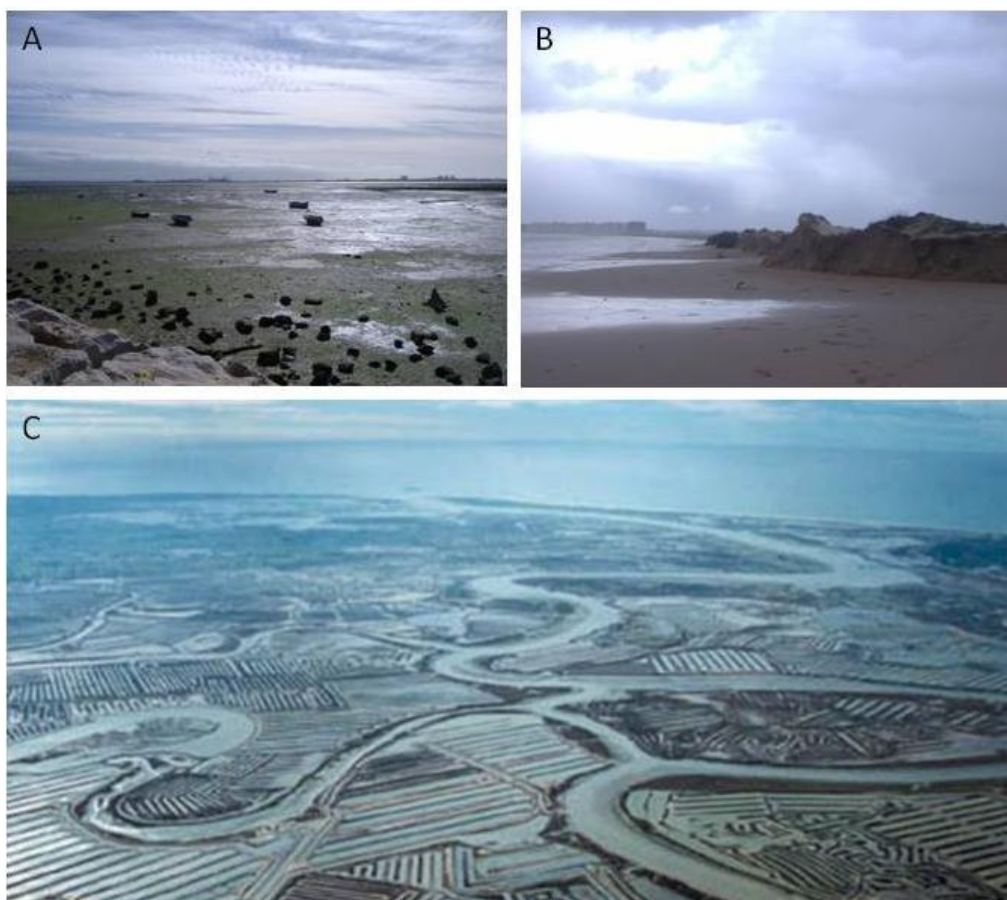


Figura 2.7. Algunos ejemplos de unidades geomorfológicas presentes en Cádiz. A) Marismas en Puerto Real, B) Playa y dunas en Valdelagrana (El Puerto de Santa María), C) Vista aérea de las Salinas de la Bahía de Cádiz (Foto: José Manuel Vargas).

2.4.6 Flechas litorales actuales

Son unidades morfológicas que incluyen otras de menor rango como las playas o dunas. Destacan la flecha del río San Pedro (o de los Toruños o de Valdelagrana) y la flecha de Sancti Petri. La primera, que se sitúa en una zona relativamente protegida, es decir el saco externo de la bahía de Cádiz, es un cuerpo arenoso desarrollado en dirección N-S a partir de los sedimentos aportados por el río Guadalete y la deriva litoral. Consta de una barra externa y otra interna en la prolongación de la flecha de los Saboneses. Su extremidad libre se encuentra condicionada por el relleno del bajo de la Cabezuela en la margen izquierda de la desembocadura del río San Pedro. La flecha de Sancti Petri, con orientación NO-SE, se localiza a sur de la bahía de Cádiz, en una zona

muy expuesta al oleaje. La parte más meridional de su extremidad libre emerge localmente en bajamar entre el arrecife del Castillo y la Punta del Boquerón.

2.4.7 Dunas

No son muy abundantes en el entorno de la bahía de Cádiz y se caracterizan por ser de tamaño reducido. Dunas embrionarias y estabilizadas son representativas de la Playa de Levante, donde el viento del mismo nombre, y los vientos de poniente, favorecen un cierto desarrollo del sistema dunar (figura 2.5). Dunas estabilizadas se observan tanto en la playa de La Cortadura como en la parte central y final de la flecha de Sancti Petri, donde presentan generalmente una altura comprendida entre los dos y cinco metros, formando varios cordones. No obstante, estas dunas permanecen frágiles como lo indica la presencia de cortes de origen eólico y marino.

2.4.8 Plataformas de abrasión

Para el litoral gaditano, Baena et al. (1987) se refieren a ésta geoforma como “bancal de oleaje”, mientras que Muñoz-Pérez (1996) utiliza el término de “laja rocosa”. Se trata de geoformas erosivas derivadas del retroceso del acantilado. Están bien desarrolladas en el área, sobre todo en la parte sumergida y en el estrán bajo. Después de las tormentas más importantes se pueden observar afloramientos de plataforma rocosa a lo largo del estrán medio y superior de varias playas del litoral estudiado.

Están constituidas por conglomerados de conchas, arenisca y piedra ostionera. Ejemplos de plataformas con dichas composiciones son observables en Sancti Petri, en Chiclana de la Frontera - San Fernando y en el sector central del tómbolo Cádiz - San Fernando. En el litoral entre Chipiona y Rota, las plataformas rocosas están compuestas principalmente por depósitos arcillosos con diferente grado de cementación.

2.5 HIDROLOGÍA

Los cauces fluviales pertenecen a la cuenca del Guadalete-Barbate, siendo el río Guadalete el de mayor importancia. La configuración de la red hidrográfica está condicionada por su morfología y topografía. De este modo, las pendientes débiles y

las amplias superficies han formado una amplia red de drenaje en la que las fluctuaciones del caudal se deben fundamentalmente a la marea que penetra en los cauces (Junta de Andalucía, 2004).

El río Guadalete desemboca en El Puerto de Santa María y atraviesa gran parte de las marismas de la bahía de Cádiz. El río San Pedro constituye en la actualidad un brazo de mar ya que su cauce se interrumpió varios kilómetros río adentro con motivo de las obras de desecación de esta zona de marisma. En su margen derecha se localiza una red de caños que drenan el agua de las mareas desde las marismas de los Toruños al río San Pedro, siendo los caños más importantes los del Bote y el Caserón.

Otros ríos de menor entidad a lo largo del área de estudio son el río Zurraque y el río Iro, que drenan por la zona sur hasta desembocar en el caño de Sancti Petri. Este caño constituye la principal arteria de comunicación entre las aguas libres del Océano Atlántico con las aguas interiores de la bahía de Cádiz, a lo largo de un sinuoso recorrido de 18 km. La anchura del caño es relativamente uniforme llegando a estrecharse en algunos sitios apreciablemente mientras que su profundidad varía en mayor medida. A partir del caño de Sancti Petri parte una compleja red de caños secundarios tales como el caño Cerromolino, Carbonero, Isleta o del Águila, cada vez más estrechos y que inundan la marisma a través de enrevesadas ramificaciones. Por último cabe también destacar el río Arillo, cuyo recorrido sigue el límite entre los términos municipales de Cádiz y San Fernando. Se trata de un caño procedente de la bahía que ha perdido su comunicación con el océano Atlántico (Junta de Andalucía, 2004).

En lo que respecta a las aguas subterráneas, se distinguen dos unidades pertenecientes al sistema Guadalete: Puerto de Santa María y Puerto Real - Conil. Ambas unidades se caracterizan por constituir acuíferos detríticos, permeables por porosidad y con carácter libre en toda su extensión, excepto en las áreas de marismas en las que los limos y arcillas le dan un carácter confinado. La vulnerabilidad de estos acuíferos es media, ya que los mismos están formados por materiales permeables por porosidad intergranular o por fisuración, recubiertos por una zona no saturada cuyo

espesor, características o ambos, proporcionan cierto nivel de protección al acuífero. Por otra parte, existe riesgo de intrusión marina en la costa y en el entorno de las marismas.

2.6 INTERVENCIONES ATROPOGÉNICAS

2.6.1 Usos del suelo, coberturas vegetales y densidad de población

Los usos y coberturas vegetales del suelo constituyen información de sumo interés en los múltiples procesos de planificación territorial. Esta capa de información es uno de los insumos base a la hora de abordar decisiones de índole medioambiental. Desde el punto de vista de las actuaciones turísticas, agrícolas, y en general ámbitos donde puedan dar profundas trasformaciones en las próximas décadas asociadas a los eventos extremos de oleaje, este tipo de información sirve de referencia a la hora de conocer la evolución y tendencia en las políticas de uso. A la luz de lo anteriormente mencionado, dicha información es de utilidad para diversos sectores entre los que se destacan el sector turístico, agrícola, medio ambiental, administración pública, gestión, investigación y la sociedad en general.

Los usos del suelo y coberturas vegetales ubicados en las zonas litorales, como es el caso del área de estudio, son los más vulnerables ante la actuación de eventos extremos de oleaje. Específicamente en Cádiz, y según la cartografía realizada por Junta de Andalucía (2010), los usos del suelo corresponden de manera general a cuatro categorías (figura 2.8):

- Superficies construidas y alteradas.
- Superficies agrícolas.
- Superficies forestales y naturales.
- Zonas húmedas y superficies de agua.

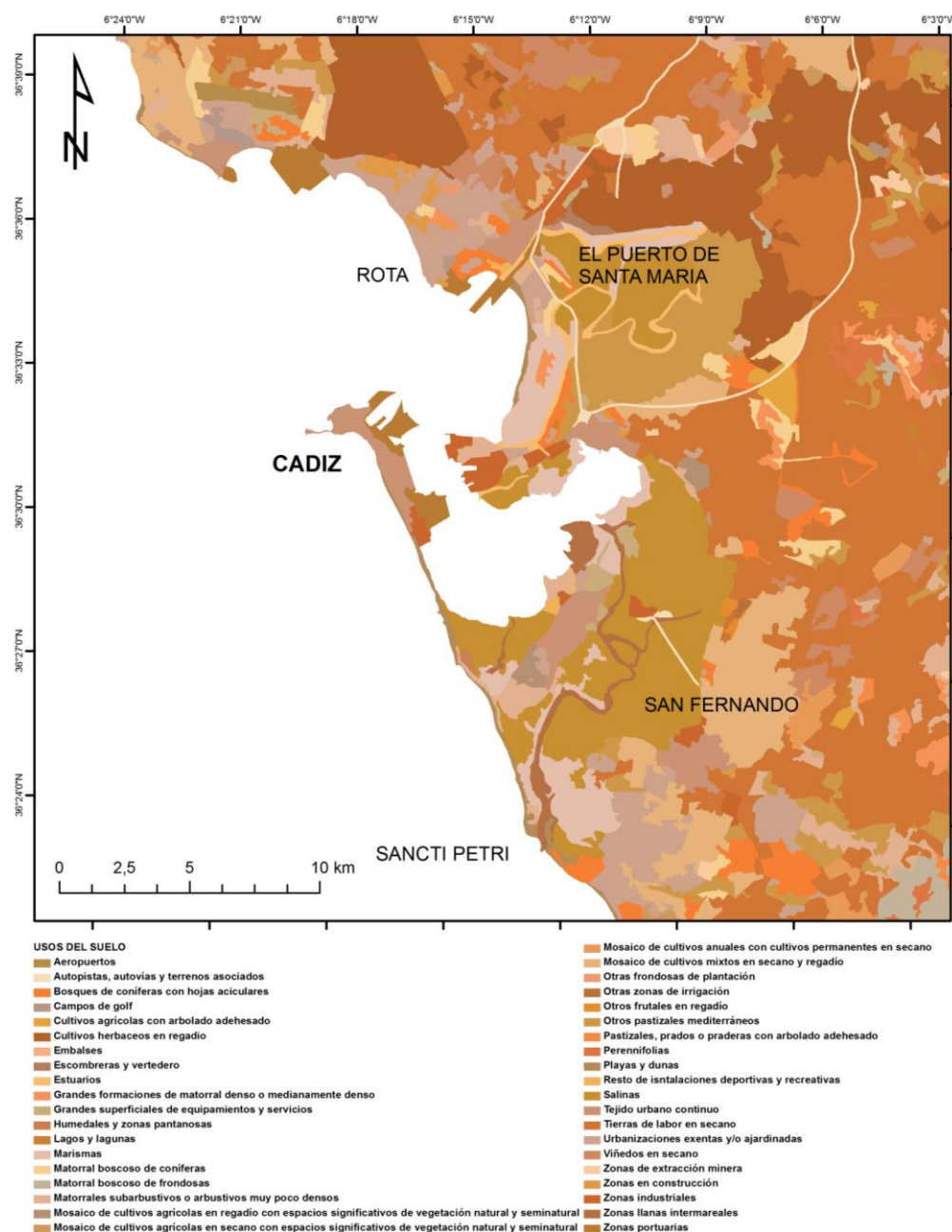


Figura 2.8. Mapa de usos del suelo de la bahía de Cádiz. Elaboración Propia –Información derivada de Junta de Andalucía (2012).

La presencia y extensión de cada uno de estos usos y coberturas difieren entre cada uno de los municipios y como tal en cada una de las playas (Figura 2.8 - Tabla 2.1). Es así como puede observarse que las playas en la ciudad de Cádiz (como La Victoria y La Cortadura) muestran un predominio de zonas edificadas, infraestructuras y equipamientos que contrastan con el de las marismas, donde se observan salinas y zonas de acuicultura, por ejemplo en las playas de Levante y Camposoto, dentro de las municipalidades de El Puerto de Santa María y San Fernando, respectivamente.

Dentro de la provincia de Cádiz se encuentra asentado el 15 % de la población total de Andalucía que corresponde al 2,7 % de la población total de España. Bajo la amenaza que genera y que puede llegar a generar la actuación de eventos extremos de oleaje, no se debe dejar pasar por alto que esta población se ha triplicado desde el censo de 1900, hasta alcanzar 1.207.343 habitantes en la actualidad (estando un alto porcentaje de las ocupaciones antrópicas establecidas sobre la línea de costa – Figura 2.9)

Tabla 2.1 Categorías de usos del suelo encontradas en Cádiz, San Fernando, Puerto Real y El Puerto de Santa María.

USOS	SUPERFICIE	PORCENTAJE
ZONAS EDIFICADAS, INFRAESTRUCTURAS Y EQUIPAMIENTOS	5936	14,88
ZONAS MINERAS, VERTEDEROS Y AREAS EN CONSTRUCCION	1032	2,59
HERBACEOS EN SECANO	8729	21,88
OLIVARES	108	0,27
VIÑEDOS	856	2,15
OTROS LEÑOSOS EN SECANO	163	0,41
HERBACEOS EN REGADIO	2766	6,93
INVERNADEROS Y CULTIVOS BAJO PLÁSTICO	9	0,02
LEÑOSOS EN REGADÍO	16	0,04
SUPERFICIES EN REGADÍO NO REGADAS	241	0,60
MOSAICO DE CULTIVOS HERBÁCEOS Y LEÑOSOS	5552	13,92
MOSAICOS DE CULTIVOS CON VEGETACIÓN NATURAL	156	0,39
ARBOLADO DENSO DE CONÍFERAS	857	2,15
ARBOLADO DENSO DE EUCALIPTOS	63	0,16
ARBOLADO DENSO DE OTRAS FRONDOSAS Y MEZCLAS	24	0,06
MATORRAL CON CONÍFERAS	573	1,44
MATORRAL CON EUCALIPTOS	2	0,01
MATORRAL CON OTRAS FRONDOSAS Y MEZCLAS	583	1,46
PASTIZAL CON QUERCÍNEAS	2	0,00
PASTIZAL CON CONÍFERAS	226	0,57
PASTIZAL CON EUCALIPTOS	11	0,03
PASTIZAL CON OTRAS FRONDOSAS Y MEZCLAS	94	0,23
MATORRAL DENSO	503	1,26
MATORRAL DISPERSO	503	1,26
PASTIZALES	907	2,27
ESPACIOS ABIERTOS CON ESCASA COBERTURA VEGETAL	834	2,09
EMBALSES Y BALSAS	51	0,13
MARISMAS Y FORMACIONES INTERMAREALES	3427	8,59
SALINAS Y ZONAS DE ACUICULTURA	4348	10,90
RIOS, CAUCES Y OTRAS ZONAS HÚMEDAS	1319	3,31
	39890	100

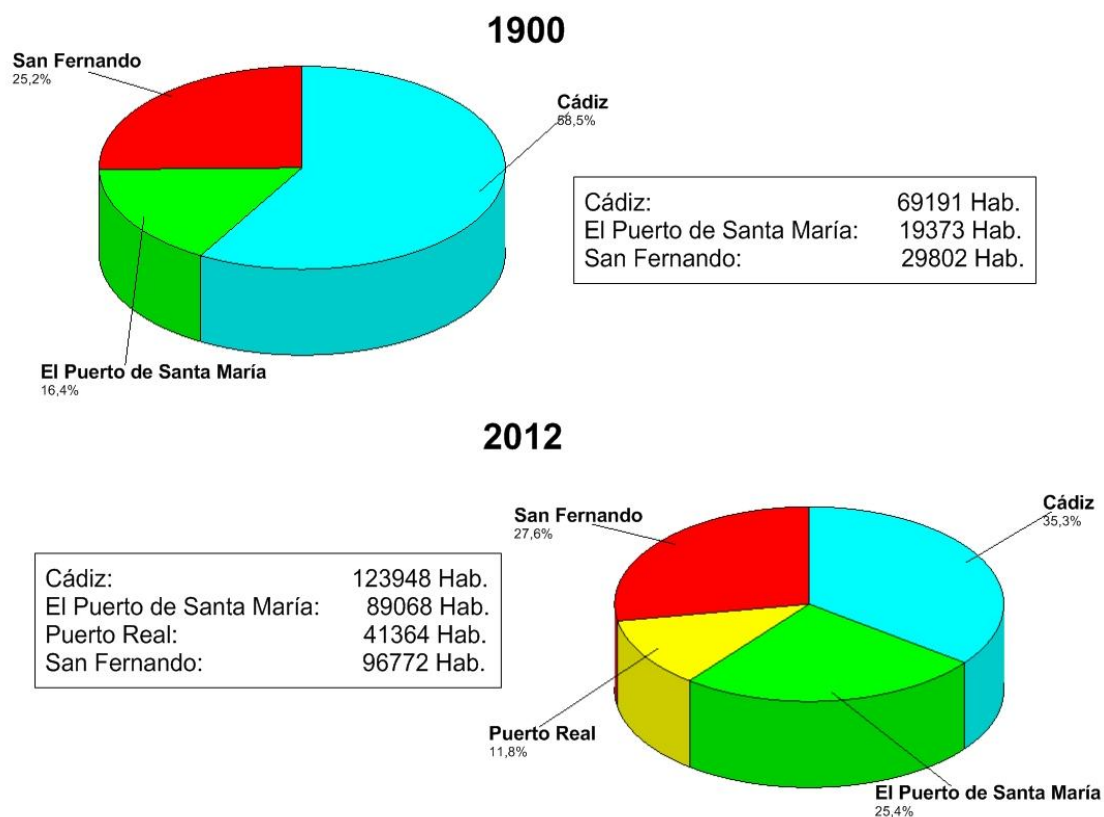


Figura 2.9. Distribución y variación de la población para los municipios ubicados sobre la bahía de Cádiz entre 1900 y 2012. Fuente INE (2012).

Concretamente, para la bahía de Cádiz, la densidad de población se encuentra estrechamente ligada a la presencia y distribución de los usos del suelo. Los valores más altos (en habitantes por m²) son observados en los cascos urbanos de Cádiz y de El Puerto de Santa María, siendo el litoral de Cádiz el más densamente poblado debido a su corta extensión.

2.6.2 Transformación de la costa

Históricamente el aumento en la densidad de población en la bahía de Cádiz trajo consigo, entre otras consecuencias, cambios morfológicos significativos dentro de este sistema litoral. Desde el comienzo de esta era, la ocupación de Romanos y Fenicios trajo consigo la modificación del litoral con el fin de levantar instalaciones portuarias, así como para el desarrollo de las primeras salinas, las cuales produjeron una importante modificación de la hidrodinámica de las marismas (Alonso y Gracia, 2004). Estas intervenciones continuaron a lo largo de los siglos y siguen presentándose en la actualidad.

Además del crecimiento en la población, las principales actuaciones sobre el litoral se produjeron a lo largo del siglo XX, mediante rellenos y regeneraciones de playa que fueron ganando terreno al mar y a su vez modificando la morfología de la Bahía.

Muñoz-Pérez et al. (2000 y 2001) recopilaron datos técnicos y económicos de las diversas actuaciones llevadas a cabo en el golfo de Cádiz. Hasta el año de 1998 estos autores enumeraron 38 proyectos de regeneración realizados en un conjunto de 28 playas. La gran mayoría de estas obras tuvo como finalidad aumentar el ancho de la playa seca para un mejor aprovechamiento turístico del litoral durante el verano. La arena utilizada para las obras de regeneración fue dragada en la zona sumergida o se obtuvo a partir de playas o dunas cercanas. El coste medio de la arena alcanzó los 8 euros/m³ y la distancia media de transporte rondó los 11 km. En la zona de influencia de este trabajo se han llevado a cabo una serie de actuaciones sobre el litoral, cuyas características más importantes se presentan en la Tabla 2.2:

Tabla 2.2 Principales actuaciones llevadas a cabo en la bahía de Cádiz desde 1989. Fuente Muñoz-Pérez et al. (2000) y Demarcación de Costas.

TIPO	COSTO (Euros)	AÑO
Obras realizadas (esencialmente regeneraciones) entre 1989 y 1998 reportadas por Muñoz-Pérez et al. (2000)	36.000.000	1989-1998
Obras de emergencia: Reparación de corrales de pesca de Montijo (Chipiona)	615.000	2007
Tratamiento del borde marítimo entre el Baluarte de San Roque y playa Santa María del Mar.	3.341.000	2007
Paraje del Rompidillo, construcción de paseo marítimo y dique (Rota)	1.084.000	2008
Regeneración del sistema dunar en las playas de Rota.	1.526.000	2008
Regeneración playa del Palmar	3.011.000	2009
Obras de emergencia en el litoral de Cádiz. Año 2010	1.390.000	2011
Desarenados, perfilados de playa y conservación desde Sanlúcar a Barbate	3.382.000	En Ejecución

A las regeneraciones se le acompañó muchas veces la construcción de pequeños espigones (o espolones) para disminuir la acción erosiva de las corrientes asociadas a los eventos extremos de oleaje, es decir limitar el transporte longitudinal y transversal de los sedimentos regenerados (Muñoz-Pérez y Gutiérrez, 1999; Anfuso et al., 2007). Los espigones se han realizado perpendicularmente a la línea de costa utilizando rocas

extraídas de canteras próximas; en varios lugares, para favorecer el tránsito de peatones encima de los mismos, ésta ha sido en muchos casos recubierta con losas de arenisca calcárea (roca ostionera).

CAPÍTULO 3

ASPECTOS TEÓRICOS GENERALES: OLEAJE, EVENTOS EXTREMOS Y MORFODINÁMICA DE PLAYAS

*Tonight I'm gonna have myself a real good time
I feel alive and the world I'll turn it inside out - yeah
And floating around in ecstasy
So don't stop me now don't stop me
'Cause I'm having a good time having a good time*

(Don't stop me now – Queen)

3.1 INTRODUCCION

Dentro de este capítulo se efectúa una síntesis conceptual y terminológica de las principales temáticas asociadas al estudio de los efectos de los eventos extremos de oleaje describiendo los siguientes 5 temas:

- Oleaje.
- Mareas.
- Temporales y eventos extremos de oleaje.
- Influencia del cambio climático en el clima marítimo.
- Morfodinámica de playas.

3.2 OLEAJE

Las olas son ondulaciones en la superficie de un cuerpo de agua que se mueven transfiriendo energía y que son creadas cuando la superficie del agua es perturbada en la componente vertical (Woodroffe, 2003). Cuando la gravedad trata de devolver la superficie perturbada a su posición de equilibrio, la inercia del agua causa que se pase a una oscilación de la superficie. Es esta oscilación la que perturba la superficie adyacente del agua produciendo consigo la propagación de la ola (Sorensen, 2006). El oleaje es el principal agente energético dentro de las zonas litorales, siendo sus efectos más comunes el transporte y la clasificación del sedimento.

Las ondas son generadas por diversos agentes: el viento, el movimiento de los barcos, la actividad sísmica y la atracción gravitacional. Las olas oceánicas son comúnmente producidas por el viento, mientras que la atracción gravitacional del sol y la luna produce una onda de periodo larga conocida como marea (Corbella, 2010).

La caracterización del oleaje es un tema de suma importancia en la evolución de los sistemas litorales ya que permite predecir el comportamiento de las olas al llegar a la costa. Para esto, el oleaje es caracterizado por una serie de parámetros que son esenciales, entre otras cosas, para el diseño de estructuras offshore de vario tipo

(plataformas petroleras, etc.) y de obras de protección costera (rompeolas, diques, etc.).

Los parámetros más importantes a la hora de caracterizar el oleaje son altura de ola (H), periodo (T), longitud de onda (L) y profundidad del agua (d) (Figura 3.1).

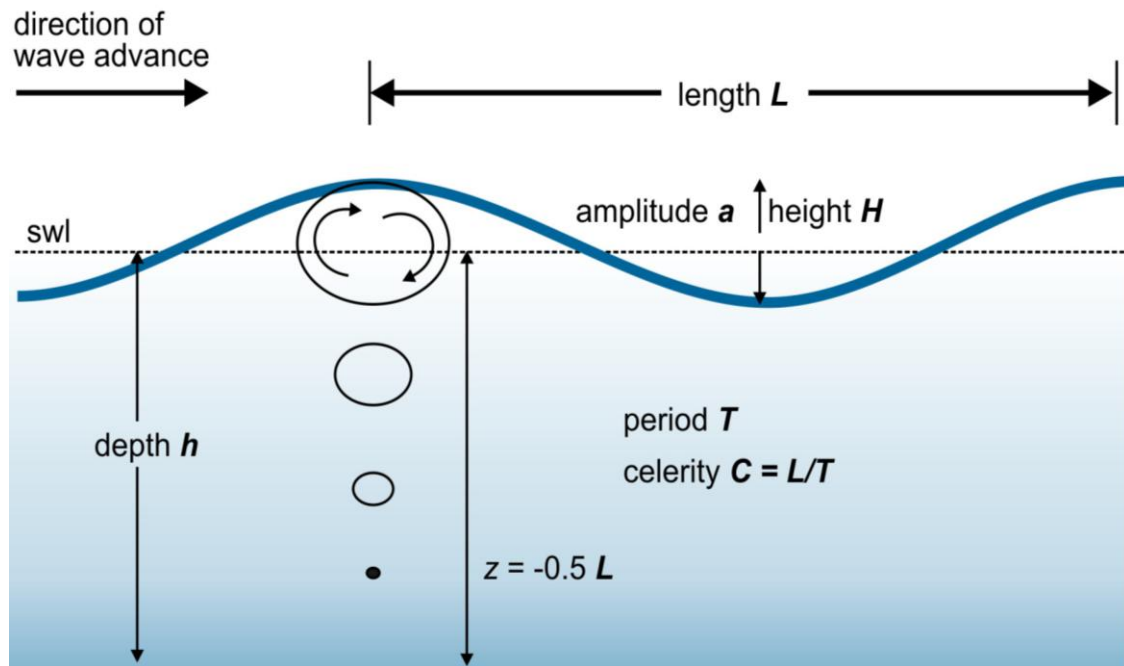


Figura 3.1. Parámetros más importantes del oleaje (modificado de USACE, 2006).

La altura de la ola (H) es la distancia vertical entre el punto más alto de la ola (cresta) y el punto más bajo (valle). El periodo es el intervalo de tiempo que demanda dos crestas de oleaje sucesivas en pasar por un mismo punto. La longitud de onda (L) es la distancia horizontal entre puntos correspondientes y consecutivos del perfil de la ola y la profundidad es la distancia vertical entre el nivel del agua (en inglés *sea water level*, SWL) y el lecho marino (USACE, 2006). Otros parámetros son la frecuencia angular (ω), el número de olas (k), la velocidad de fase o celeridad de la ola (C), el apilamiento debido al oleaje (ϵ), la profundidad y la altura de ola relativa (USACE, 2006).

Para describir matemáticamente la forma y movimiento de las olas se han desarrollado diversas teorías. Las más utilizadas son las de Airy (1845); Stokes (1847); Gerstner (1802); Russel (1944); Korteweg y de Vries (1895):

- La teoría de Airy (1845) describe que el oleaje en aguas profundas es de tipo circular y presenta un diámetro que disminuye con la profundidad; en aguas someras o intermedias es de tipo elíptico. Las fórmulas más comúnmente utilizadas para describir las características de las ondas se basan en la teoría linear (CERC, 1984).
- Stokes (1849) desarrolló la teoría de la onda de amplitud finita, siendo la del segundo orden la más utilizada. En determinadas aplicaciones ingenieriles se utilizan teorías de órdenes superiores. Se puede aplicar para cualquier profundidad.
- La teoría trocoidal de Gerstner está limitada a aguas de profundidad no reducidas. Es muy similar a la de Stokes, si bien sus ecuaciones son algo más sencillas. Tiene la desventaja de que su área de aplicación es limitada y no suele ajustarse a condiciones reales.
- La teoría de onda solitaria de Russell (1844) considera que el comportamiento de las olas en aguas someras se comporta como una onda solitaria. Se utiliza en aguas todavía más someras y presenta menores dificultades de cálculo. Sin embargo, la presencia de pequeñas pendientes de fondo genera grandes diferencias entre el comportamiento real y el predicho.
- Korteweg y de Vries (1895) definieron la teoría Cnoidal la cual se adapta bien a las olas de crestas escarpadas separadas por amplios surcos, típicas de aguas someras en la zona anterior a la rotura.

La aplicación de estas teorías depende de las condiciones de profundidad en que se encuentre la onda, es decir, si ésta interacciona con el fondo o no. Las regiones de aplicación son las siguientes (Komar, 1998):

- Aguas profundas o no reducidas: $h/L_0 > 1/2$
- Aguas intermedias: $1/4 > h/L_0 > 1/20$
- Aguas someras o reducidas: $h/L < 1/20$

Donde h es la profundidad de agua y L_0 es la longitud de onda en aguas profundas. Para condiciones de oleaje en rotura, la altura y longitud de onda llevan el subíndice “b” (“*breaking*”), es decir H_b y L_b .

3.2.1 Clasificación del oleaje

Las teorías previamente mencionadas describen el comportamiento de las ondas gravitatorias que representan solo una parte del espectro de las ondas del mar, clasificadas por Kinsman (1965) en función de su periodo (Figura 3.2). De esta forma, las que tienen un periodo entre 1 y 30 segundos se les consideran gravitatorias, debido a que la atracción de la gravedad es la que hace que las partículas vuelvan a su posición de equilibrio.

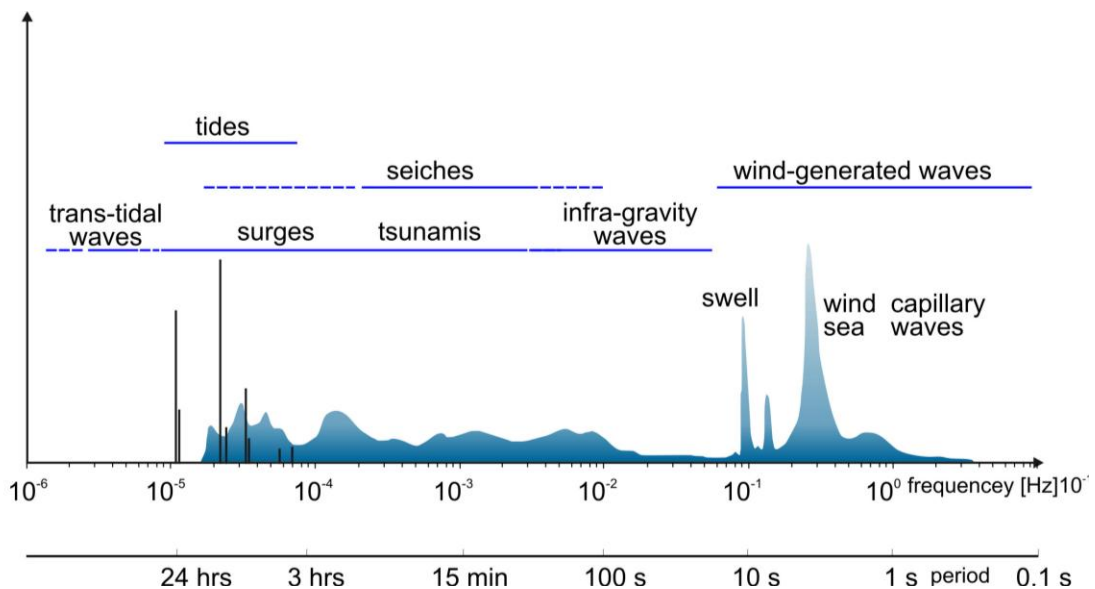


Figura 3.2. Tipos de movimiento del oleaje en función de su periodo y rango de energía (Holthuijsen, 2007 – Tomado de Davidson-Arnott, 2010).

Existen dos tipos principales de ondas gravitatorias: el mar de fondo o “*swell*” (oleaje que se ha generado lejos de la zona en la que se está propagando) y el mar de viento o “*sea*” (oleaje que se ha generado en la zona en la que se está propagando). Además de estos, existen otros tipos de olas, tanto gravitatorias como infragravitatorias, que se pueden observar en la zona costera próxima a la orilla, según Wright y Short (1984) estas son:

- Oleaje de borde (*edge waves*). Se producen en playas limitadas por salientes rocosas o cualquier tipo de estructura antrópica. Se propagan paralelamente a la playa, siendo atrapadas en la zona entre la orilla y la línea de rompiente.
- Olas de borde estacionarias (*standing edge waves*). Se propagan como las olas de borde previamente mencionadas, pero son reflejadas en los bordes de la playa y se mueven en un movimiento de vaivén.
- Olas de borde que se propagan hacia mar adentro escapándose de la zona de rompiente (*leaky mode*).
- Olas de batidas de surf (*surf beat*) caracterizadas por periodos muy altos, 1-3 minutos y que son el resultado de la suma de frentes de oleaje con diferente periodo.

3.2.2 Transformación del oleaje

Al aproximarse a la costa el oleaje sufre procesos tales como la somerización y rotura.

Estos se describen como:

3.2.2.1 Somerización

La somerización se da cuando el oleaje pasa de aguas profundas a aguas intermedias o reducidas (Figura 3.3). Durante la somerización, los orbitales de la ola, que son simétricos en aguas profundas, sufren fricción de fondo y se hacen asimétricos, lo que produce una variación en la energía, en la masa y en el momento de la ola. De esta forma, los orbitales elípticos cambian de forma y se hacen cada vez más achatados hasta perder la componente vertical, pasando a tener un movimiento de vaivén hacia mar y hacia tierra. Durante la somerización se da un decrecimiento en la longitud de onda que trae consigo aumentos de altura de ola para que la energía se conserve. Durante la somerización del oleaje también se dan procesos tales como la reflexión, refracción y difracción.

La reflexión se produce cuando las olas incidentes son reflejadas por estructuras antrópicas o naturales (como salientes rocosas, espigones, puertos, etc.). Un rompeolas o un muro de contención vertical originan una reflexión casi total, mientras que en una playa natural la reflexión depende de la pendiente (Komar, 1998). Playas

de baja pendiente (disipativas) disipan la mayor parte de la energía incidente, mientras que playas con pendiente intermedia o alta (reflectivas) reflejan mucha energía (Komar, 1998).

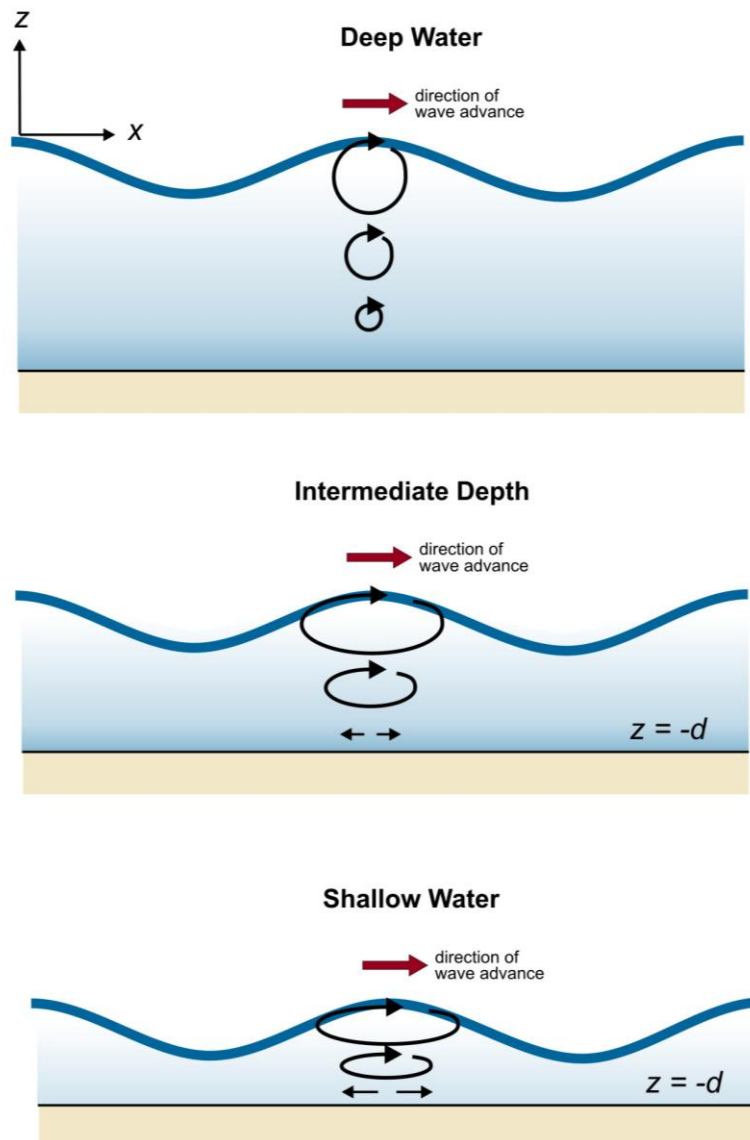


Figura 3.3. Cambios en el oleaje al pasar de aguas profundas a aguas intermedias y someras. Tomado de Masselink et al. (2011).

La refracción tiene lugar cuando, durante la propagación del frente de ola, una parte de este comienza a sentir el fondo. Esta parte del frente disminuye la velocidad con respecto a la parte que sigue moviéndose en aguas profundas. El resultado es la alineación de los frentes de ola a la misma dirección de las curvas batimétricas. Para la refracción se asume que no hay transmisión de energía a lo largo de los frentes de ola,

es decir la energía se mantiene igual en el espacio entre ortogonales (las líneas imaginarias perpendiculares a los frentes de ondas) que, por la refracción, no mantienen el mismo espaciado. Así, en las áreas de convergencia de ortogonales se registra un aumento de la altura de ola, mientras que en las áreas donde los ortogonales están más distanciados se experimenta una disminución de energía.

La difracción consiste en la transferencia lateral de la energía a lo largo de un frente de oleaje. Este fenómeno se acentúa cuando un frente de olas choca con una saliente rocosa o un rompeolas. El resultado es la propagación de olas difractadas en la zona de sombra del obstáculo.

3.2.2.2 Rotura

La rotura del oleaje va a depender de la relación existente entre la profundidad y la altura de la ola (H/h), cuyo valor suele oscilar entre 0.6 y 1.2 (Komar, 1998). Estos valores son más altos para playas reflectivas, ya que las altas pendientes de estas favorecen una rotura más cercana a la línea de costa.

La rotura del oleaje también se debe a otros factores como la presencia o no de barras (Smith y Kraus, 1992), el viento (Douglas y Weggel, 1988) y a determinadas formas y mecanismos que van a marcar el tipo de corrientes y de transporte sedimentario. Galvin (1968) describió cuatro tipos de rotura del oleaje (Figura 3.4): derrame (*spilling*), voluta (*plunging*), colapso (*collapsing*) y ondulada (*surging*).

Derrame (*spilling*) es un tipo de rompiente asociada a playas con bajas pendientes y oleaje peraltado. Se generan lejos de la costa, cuando una parte de la ola se desplaza más rápidamente que la propia ola, provocando inestabilidad en la cresta y posterior rompimiento, produciendo así una gran cantidad de espuma y turbulencias.

Voluta (*plunging*) es una rompiente que se produce en playas más escarpadas, y con oleaje de peralte intermedio. El oleaje se va peraltando hasta que su frente alcanza la verticalidad, en este momento la cresta se curva hacia la base de la ola y luego rompe. Este tipo de rompiente produce una liberación repentina de energía.

Colapso (*collapsing*) es un tipo de rotura intermedia entre el derrame y voluta. En este tipo de oleaje la parte más cercana a tierra del frente de oleaje se peralta y rompe como una pequeña espiral generando una turbulencia que asciende por toda la pendiente de la playa.

La rompiente ondulada (*surging*) se produce con oleaje de bajo peralte en playas con pendientes altas en donde existe reflexión. En este tipo de rompiente tanto el frente como la cresta son suaves y ascienden por la pendiente de la playa hasta desaparecer. Se considera que este tipo de rompiente es muy similar a una onda de tipo estacional.

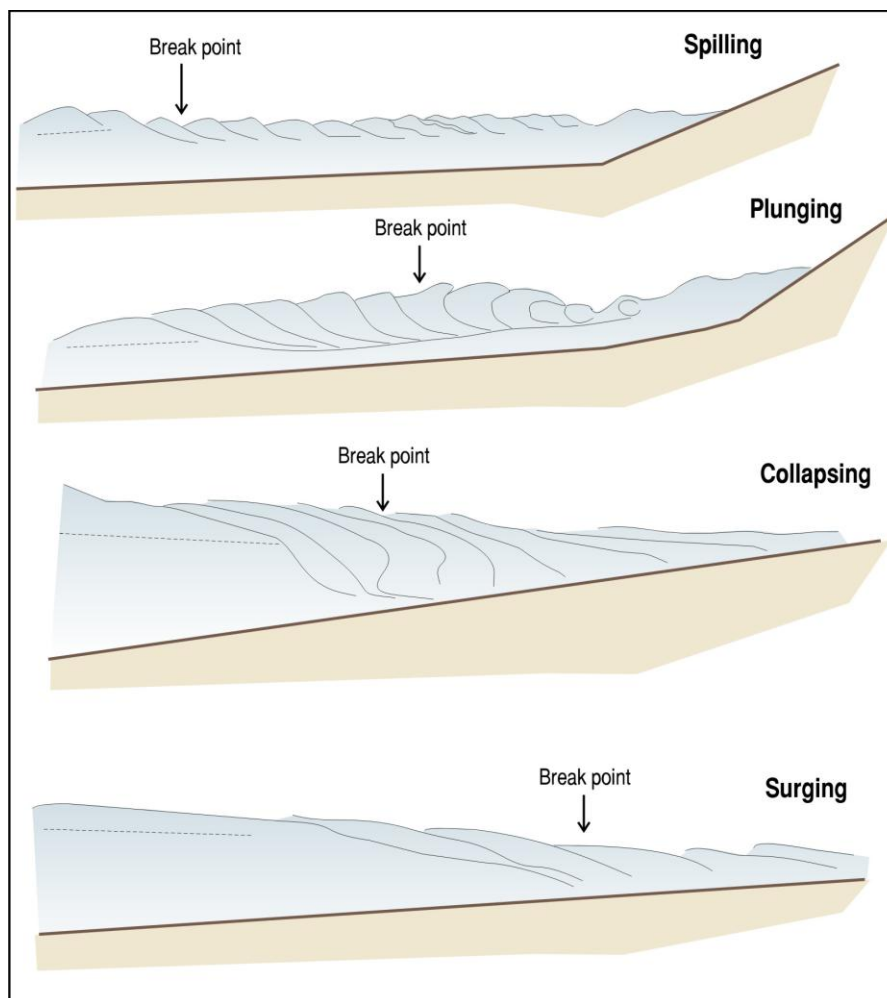


Figura 3.4. Tipos de rotura del oleaje según Galvin (1972).

Battjes (1974) utilizó el índice de similaridad de surf (*Surf Similarity*) para definir el tipo de rompiente. Este índice, inicialmente definido por Iribarren y Nogales (1949) para calcular el punto de rotura de las olas, es dado por la formula:

$$\xi = \tan \beta / (H_b/L_0)^{0.5} \quad (3.1)$$

Donde β es la pendiente media de la playa en la zona intermareal, H_b es la altura de ola en rompiente y L_0 la longitud de onda del oleaje en aguas profundas. Este índice predice el tipo de rompiente, desde ondulado y colapso ($\xi > 2$), voluta ($0.4 < \xi < 2$), a rompientes en derrame ($\xi < 0.4$) (Fredsoe y Deigaard, 1992).

3.3 MAREAS

Las mareas son un proceso de suma importancia dentro de la morfodinámica y morfología costera por un sinnúmero de razones. La más importante de estas, en el contexto de este trabajo de tesis, es la contribución que esta puede tener cuando se conjuga con un evento extremo de oleaje.

La marea astronómica es una onda de periodo largo que se genera en las masas de agua por la fuerza de atracción que ejerce la luna y en menor grado el sol y otros cuerpos celestes (Corbella, 2008). Este proceso es capaz de mover enormes masas de agua creando corrientes fuertes que afectan la costa, dando origen a morfologías particulares como las marismas. De igual forma, la marea tiene importancia en ambientes dominados por el oleaje, donde son responsables de determinar el grado de concentración del mismo y su rango de actuación. Las mareas generan corrientes longitudinales y son uno de los procesos responsables de las variaciones en el ancho de la zona de *surf* y del nivel freático de la playa, junto a los cambios en la posición de la rompiente.

La cresta y el surco de la marea son llamados pleamar (marea alta) y bajamar (marea baja) respectivamente y presentan una longitud de onda de cientos de kilómetros. Así mismo la diferencia existente entre una pleamar y una bajamar consecutivas se le denomina rango mareal. Según el rango que tenga la marea se le puede considerar macromareal (más de 4 m), mesomareal (entre 4 y 2 m) y micromareal (menores de 2 m). Según el número de bajamares y pleamares que se den en un día, las mareas

pueden ser consideradas de tipo diurno (dos) o semidiurno (cuatro), lo que viene dado por la variación latitudinal del valor de la declinación lunar.

Las condiciones meteorológicas propias de un área pueden llegar a causar diferencias entre la marea registrada y la marea pronosticada, esto constituye la denominada “marea meteorológica”. Los cambios en el nivel medio de la marea son causados por el oleaje, fuertes vientos y variaciones significativas en la presión atmosférica, siempre que estos se produzcan en un área considerable (Hardisty, 1990).

Komar (1998) destaca el efecto modulador que ejercen las mareas sobre las corrientes locales. Este autor explica que durante las mareas bajas, el agua que queda entre la barra y la playa fluye lateralmente hasta los cortes existentes en las barras, lo cual permite el aumento de la velocidad del flujo. Autores como Thorton y King (1993) comprobaron como el mayor efecto de la marea sobre las corrientes longitudinales se produce cerca de la orilla y sobre la barra, disminuyendo en el surco de la barra y *onshore*. Este proceso es debido al efecto modulador que ejerce la marea sobre la altura del oleaje.

3.4 EVENTOS EXTREMOS DE OLAJE

Todas las zonas costeras de la tierra se ven afectadas por los eventos extremos de oleaje. El grado de impacto de estos depende de variables como la intensidad, la duración y trayectoria, así como las características propias (como geología, geomorfología) de la plataforma interior y la costa donde acontecen. Los eventos extremos de oleaje ejercen controles importantes sobre las zonas litorales, y generalmente son clasificados según su intensidad y lugar de ocurrencia, pudiéndose así diferenciar entre huracanes, tifones, tormentas tropicales y extratropicales. Casi ningún fenómeno natural que acontece sobre la costa puede llegar a igualar los impactos derivados por la actuación de las corrientes, lluvia y el viento generados durante los eventos extremos de oleaje.

Los eventos extremos de oleaje (tormentas – temporales) son definidos como perturbaciones atmosféricas generadas por bajas presiones y fuertes vientos que dan lugar a condiciones violentas en el clima. Su definición específica depende de las condiciones intrínsecas del sitio donde acontecen, sobre todo en términos de altura de ola y duración. Típicamente se suele aceptar que un evento extremo de oleaje sea catalogado como un acontecimiento meteomarinero de alta energía que excede un umbral específico, siendo entonces un fenómeno con una baja probabilidad de ocurrencia.

3.4.1 Inundación asociada a eventos extremos de oleaje

La inundación costera se define como el desbordamiento del mar sobre la costa más arriba de la línea de marea alta (Sallenger, 2000). Estas pueden llegar a sobrepasar en pérdidas humanas y materiales a los sismos. En el siglo pasado cerca del 60 % de las muertes producidas por los temporales estuvieron concentradas en la bahía de Bengala y el mar de Andamán. En 1971, el ciclón Bhola devastó Bangladesh dejando a su paso daños estimados en 480 millones de dólares y más de 300.000 muertos. En el año 2005, el Huracán Katrina, ocasionó 1833 muertes junto a pérdidas materiales calculadas en 108 miles de millones de dólares, lo cual lo convierte en el evento extremo de oleaje que ha causado más daños materiales en la historia de los EEUU. En este caso, altas mareas junto a vientos de 280 km/h y presiones mínimas de 902 hPa produjeron sobreelevaciones de hasta 8 m por encima del nivel medio del mar y penetraciones de hasta 25 km en bahías y ríos.

El efecto más significativo de los eventos extremos de oleaje sobre la zona litoral es el ascenso del nivel del mar. Este ascenso es inducido por tres procesos principales:

- Sobreelevación por descenso barométrico (*barometric set-up*).
- Apilamiento del agua por acción del viento (*wind set-up*).
- Sobreelevación por acción del oleaje (*wave run-up*).

3.4.1.1 Descenso barométrico

Es el aumento del nivel del mar producido por la bajada en la presión barométrica; normalmente sigue una relación aproximada de 1 cm por cada milibar de descenso de presión atmosférica. De manera más precisa, la sobreelevación puede calcularse mediante la siguiente fórmula:

$$\Delta\xi = (\Delta P_a) / (\rho g) \quad (3.2)$$

Donde $\Delta\xi$ es el incremento en el nivel del mar, ΔP_a es la variación de la presión y ρ es la densidad del agua del mar.

3.4.1.2 Apilamiento de agua por acción del viento

Se produce cuando los vientos son perpendiculares a la costa, produciendo un apilamiento de agua en costa y por tanto un aumento del nivel del mar en todo el frente costero que mantiene esa dirección. Este efecto se ha calculado utilizando la expresión de Bowden (1983) y está dada por la formula:

$$d\xi / dx = C \tau_s / g \rho h \quad (3.3)$$

Donde C es una variable que oscila entre 1 y 1.5, h representa la profundidad del nivel de base del oleaje ($h/L > 1/2$) y dx representa el recorrido de incidencia del viento o "fetch", y τ_s es la fuerza tangencial ejercida por el viento.

$$\tau_s = \rho_a C_D W^2 \quad (3.4)$$

En esta expresión, W es la velocidad del viento, ρ_a es la densidad del aire y C_D es una constante tabulada cuyo valor depende de la velocidad del viento (Bowden, 1983).

3.4.1.3 Sobreelevación por acción del oleaje

El *run-up* es el aumento del nivel del mar asociado al incremento de la altura de las olas producto de la suma de dos procesos i) el *set-up* y ii) el *swash* (Stockdon et al., 2006). El *set-up* es la sobreelevación del nivel medio del mar dado por el *stress* radial

que se da de forma perpendicular a la costa cuando se produce el rompimiento del oleaje. Asimismo, el *swash* está definido como la ubicación variable en el tiempo de la intersección existente entre el océano y la playa (Miche, 1951).

Stockdon et al. (2006) definieron el *run-up* para playas naturales mediante la siguiente fórmula que incluye el *set-up* y el *swash*:

$$R_2 = 1.1 \left[0.35 \beta_f (H_0 L_0)^{1/2} + \frac{(H_0 L_0 (0.563 \beta_f^2 + 0.004))^{1/2}}{2} \right] \quad (3.5)$$

Donde H_0 es la altura de ola, L_0 es longitud de ola, β_f es la pendiente de la playa. Así mismo, para condiciones ultradisipativas extremas, el *run-up* está dado por la formula:

$$R_2 = 0.0043 (H_0 L_0)^{1/2} \quad \text{para } \xi < 0.4 \quad (3.6)$$

Con los procesos previamente mencionados se puede definir entonces la inundación costera asociada a eventos extremos de oleaje como la sumatoria del descenso barométrico ($\Delta\xi$), del apilamiento debido al viento (τ_s) y al oleaje (R_2) y de la marea astronómica (TL):

$$\text{Inundación costera} = \Delta\xi + \tau_s + R_2 + TL \quad (3.7)$$

3.5 INFLUENCIA DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL CLIMA MARÍTIMO

Diversas ramas del conocimiento han centrado sus esfuerzos en el estudio de los impactos del cambio climático sobre la superficie terrestre. Muchas de las investigaciones efectuadas se han realizado con el único objetivo de predecir los cambios en los diferentes procesos físicos (como subida del nivel del mar, características y distribución espacial y temporal de eventos extremos de oleaje,

precipitaciones atmosféricas, etc.) a la luz de las tasas actuales de calentamiento global.

Diversos modelos han sido empleados para predecir el impacto del cambio climático. Ejemplo de esto son los estudios realizados por Wang y Swail (2001 y 2002) y Wang et al. (2004) que observaron cómo entre 1958 y 1997 se dieron cambios significativos en el clima mundial de manera estacional durante los meses de invierno y otoño. Estos autores también descubrieron y pronosticaron cambios en el calentamiento global. Wang et al. (2004) determinaron que en el siglo pasado aumentaron tanto el número de inviernos severos y ciclones primaverales sobre el Pacífico norte, así como el número de ciclones de otoño e invierno en el sector norte del Atlántico. Sus hallazgos también sugieren cambios en las trayectorias de este tipo de eventos. Estos cambios son sumamente importantes ya que el oleaje y viento asociado a los eventos extremos pueden llegar a alcanzar áreas sin la infraestructura adecuada para contrarrestar este tipo de fenómenos.

Ya que la altura de oleaje depende de la fuerza del viento, es razonable asumir que el incremento en la ocurrencia de vientos fuertes conducirá a un aumento en la frecuencia de oleaje extremo. Perrie et al. (2004) encontraron que las alturas de oleaje en eventos extremos presentaron ligeros aumentos debidos al cambio climático mientras que los eventos extremos moderados y de baja intensidad experimentaron muy pocas variaciones. Estos resultados son consistentes con los estudios realizados por Knutson y Tuleya (2004) que sugieren que la intensidad de las tormentas más fuertes debería aumentar bajo condiciones de clima más calientes.

El análisis de datos de oleaje realizado por Weisse et al. (2004) en el Mar del Norte mostró que los eventos extremos de oleaje aumentaron desde 1960 exhibiendo un leve decrecimiento en el intervalo 1990 – 1995. Este incremento estuvo manifestado en el aumento de la frecuencia, pero no en la intensidad y duración de estos eventos. Seymour (2002) analizó la historia reciente del fenómeno de “EL NIÑO” y encontró un claro incremento en la intensidad, tasa de ocurrencia y duración de eventos extremos durante las dos últimas décadas. Así mismo, Keim et al. (2004), concluyeron que

durante las pasadas dos décadas se dio un decrecimiento en la frecuencia de tormentas tropicales (eventos extremos de oleaje débiles) que contrastó con el posible incremento en la frecuencia de huracanes (eventos extremos más fuertes).

Komar et al. (2008) analizó 30 años de datos de oleaje en el Atlántico y encontró incrementos considerables en la ocurrencia de oleaje de más de 3 m de altura. Estos aumentos en la altura de ola están estrechamente ligados al incremento en la ocurrencia e intensidad de huracanes producidos por cambios globales en el clima.

Pese a que dentro de la literatura existente son notorias las discrepancias en lo referente al comportamiento de los eventos extremos de oleaje, si queda clara la ocurrencia de dos tipos de fenómenos:

- La generación de eventos extremos de oleaje en zonas donde antes no solían producirse - debido a las actuales condiciones de clima cambiante.
- Un mayor desarrollo de los eventos extremos de oleajes más fuertes.

Las discrepancias encontradas en la literatura confirman el cambio que se está dando en el clima marítimo a nivel mundial.

3.6 MORFOLOGÍA DE PLAYAS

3.6.1 Perfiles de playa

Las playas son acumulaciones detríticas de arena, gravas o cantos que están sujetas al transporte continuo tanto en dirección transversal como longitudinal bajo la acción del oleaje que constituye el agente dinámico dominante (Johnson, 1919; King, 1972; Bird, 1984 y 2008; Summerfiel, 1991).

A lo largo del perfil de una playa se distinguen tres grandes subambientes en función de los agentes y procesos que actúan en ellos: el *backshore*, el *foreshore* y el *shoreface* (Komar, 1998). La figura 3.5 muestra las diferentes partes de un perfil ideal de la zona litoral.

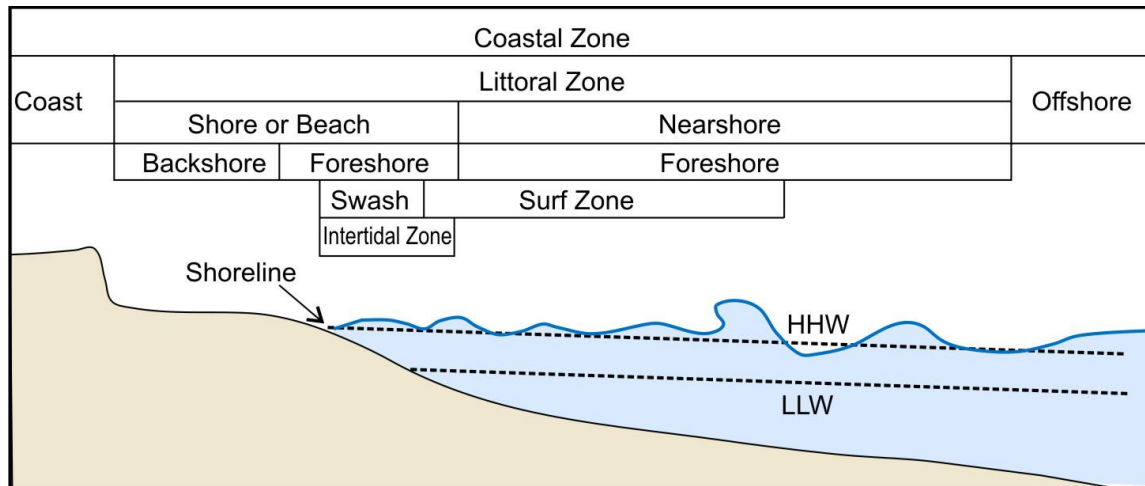


Figura 3.5. Perfil ideal de una zona litoral (Tomado de Davidson-Arnott, 2010)

3.6.1.1 Backshore

El *backshore*, también denominado como “zona supralitoral” (Guillén y Díaz, 1990) o “playa interna” (Martínez, 1997), es la zona comprendida entre el nivel normal de pleamar y el límite de la zona costera afectado por el oleaje de eventos extremos en coincidencia con mareas excepcionalmente altas (Figura 3.5 - Martínez, 1997; CERC, 1984). Las morfologías más comunes en esta parte del perfil son el resultado de la intervención de procesos ligados al oleaje y al viento. Se destacan la berma, dunas embrionarias, los escarpes erosivos y los abanicos de desbordamiento.

3.6.1.2 Foreshore

El *foreshore*, también denominado como “zona intermareal” o “estrán”, es la zona donde se produce el recorrido de la marea y el ascenso y bajada del oleaje (Figura 3.5). Incluye la parte de la playa que se denomina “*beach face*” o “frente de playa” (Guillén, 1992) y presenta una pendiente más o menos abrupta bajo la berma. En esta parte del perfil suelen aparecer morfologías como barras intermareales, escarpes, formas rítmicas y microformas de origen diverso. En esta zona se producen fenómenos ligados a la acción del oleaje (*swash*, rotura y traslación) y, en segundo lugar, al viento.

3.6.1.3 Nearshore

También conocida como la “zona infralitoral” (Guillén y Díaz, 1990) o “playa sumergida” (Martínez, 1997) comprende la franja incluida desde la base del *foreshore* hasta el nivel de base del oleaje (Figura 3.5 - Guillén, 1992). Las morfologías más

comunes en esta parte de la playa son las barras y las formas de fondo. Los procesos morfodinámicos se producen debido a fenómenos de traslación (*shoaling*) y rotura del oleaje.

3.6.2 Estados morfodinámicos

La morfología de una playa depende de las características de su sedimento, el oleaje incidente, mareas, condiciones de viento y el estado precedente de la playa (Komar, 1998). Los factores ambientales que controlan el estado de una playa también controlan su rango de variación, existiendo una fuerte dependencia entre su variabilidad y el estado modal de una playa (Wright y Short, 1984).

Wright y Short (1984) incorporan una nomenclatura común a los estados de playa y presentan el concepto de “firma dinámica del proceso” correspondiente a cada estado morfodinámico. Así mismo, para determinar el estado morfodinámico de una playa, Guza e Inman (1975) propusieron el parámetro de escala de rompiente (*Surf Scaling*):

$$\varepsilon = \sigma^2 H_b / 2 g \tan^2 \beta \quad (3.8)$$

Donde σ es la frecuencia del oleaje en radianes, g la aceleración de gravedad y $\tan \beta$ la pendiente de la playa. El parámetro permite diferenciar entre condiciones de zona de surf reflectivas ($\varepsilon < 2.5$), intermedias ($2.5 < \varepsilon < 30$) y disipativas ($\varepsilon > 30$) (Guza e Inman, 1975).

Otros autores definen el estado morfodinámico de una playa como la relación existente entre la altura de oleaje en rompiente (H_b), el periodo (T) y la velocidad de caída del sedimento (W_s) según el número de Dean (*Dean's Number*, Ω), un parámetro adimensional propuesto por Gourlay (1968) y Dean (1973) dado por la formula:

$$\Omega = \frac{H_b}{TW_s} \quad (3.9)$$

Este parámetro define el estado morfodinámico de una playa dividiéndolas en: reflectivas ($\Omega < 2$), con terraza de marea baja, barra transversal y ondulada (playa y barras rítmicas y barra longitudinal a través de la playa (Ω entre 2 y 5) y disipativas ($\Omega > 5$) (Wright y Short, 1984). Los extremos de esta clasificación corresponden con las denominadas playas reflectivas y disipativas. Las primeras presentan una gran pendiente ($\tan \beta = 0,10$ aproximadamente) y están constituidas por arenas gruesas o cantos. Las segundas muestran una pendiente suave ($\tan \beta = 0,02$ aproximadamente) y sedimentos de tamaño arena media, fina o muy fina. Entre estos dos extremos están los estados intermedios previamente mencionados y que se ilustran en la figura 3.6.

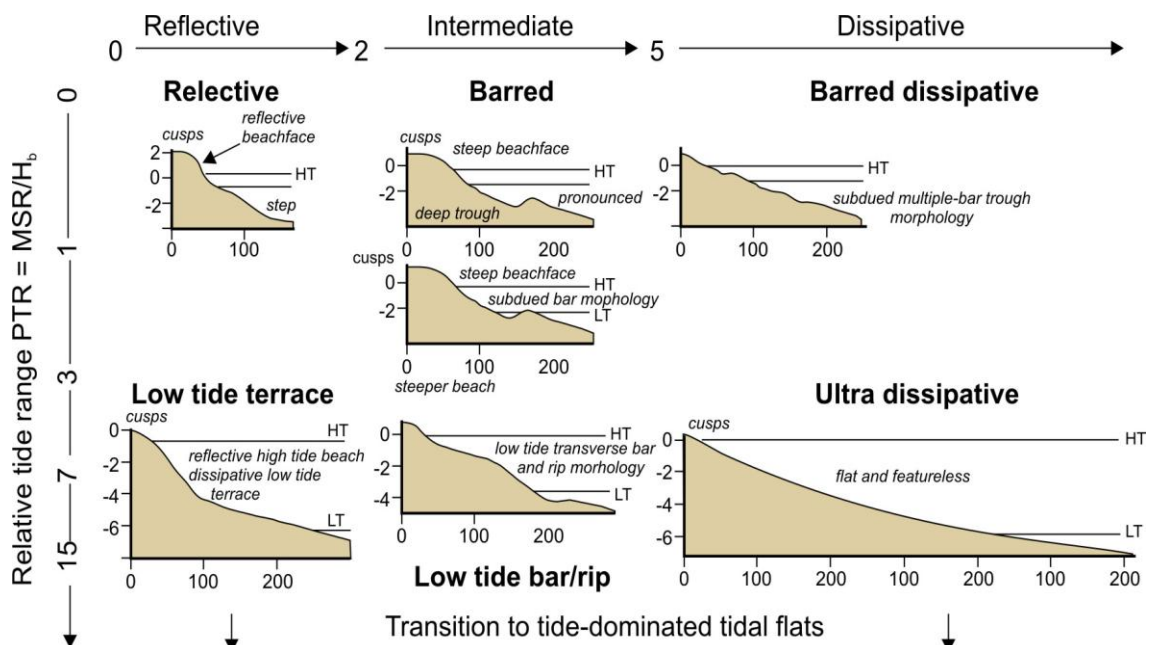


Figura 3.6. Estados morfodinámicos de una playa en función del parámetro omega y el rango mareal según Masselink y Short (1993).

3.6.3 Características sedimentológicas de las playas

El elemento textural que mejor caracteriza el sedimento de la playa es el tamaño de grano. En función de esta variable se han descrito una serie de clasificaciones, escalas y métodos de análisis. Todas las escalas existentes se basan en las mismas clases principales (fango, arena, gravas y cantos), variando las subclases y los límites de cada clase. Las clasificaciones más empleadas por los geólogos y utilizadas en este trabajo, son las de Udden-Wentworth (Wentworth, 1922) y de Friedman y Sanders (1978), cuyas divisiones se presentan en escala métrica (milímetros), o bien en escala "phi" (ϕ).

Estas dos escalas están relacionadas mediante la expresión:

$$\phi = -\log_2 d \quad (3.10)$$

Donde d es el diámetro de grano en milímetros.

En cuanto a la determinación del tamaño de grano, existen diferentes métodos en función de la granulometría del sedimento. El método más extendido para la determinación del tamaño arena (CERC, 1984) y utilizado en el presente trabajo, es el tamizado en seco. Básicamente consiste en la superposición en una columna de distintos tamices con luz de malla decreciente. El último tamiz es ciego y recoge la fracción menor de 0,062 mm, correspondiente a limo y arcilla. La columna es sometida a una vibración mecánica por un periodo de 10-20 minutos.

Para un análisis de los datos que permita describir de forma exhaustiva la distribución de frecuencias, se calculan una serie de parámetros de distribución o parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957). Entre ellos los más útiles (Spenser, 1963) son la media, la mediana y la moda, como medidas de la tendencia central, la desviación típica ("*sorting*") como medida de la dispersión, el coeficiente de "*skewness*" para la asimetría y el coeficiente de "*curtosis*" para medir la angulosidad o aplastamiento de la distribución. En cuanto a los límites de los parámetros estadísticos, en este trabajo se utilizaron aquellos propuestos por McManus (1980).

3.6.4 Erosión costera

La erosión costera se percibe en primera estancia por la desaparición gradual de playas y zonas acantiladas (Correa et al., 2007). Estos son fenómenos causados por diversos factores, que interactúan en diversas escalas espacio-temporales. El 20 % de las costas del mundo son de naturaleza arenosa y de estas, más del 60 % ha experimentado erosión severa en las últimas décadas (Durgappa, 2008; Corbella, 2010). La erosión de la línea de costa está relacionada con un déficit en el balance sedimentario producto de diferentes procesos, entre otros:

- Aumento en el nivel del mar.
- Cambios en la intensidad y distribución espacial y temporal de eventos extremos de oleaje.
- Subsistencia.
- Influencia antropogénica (construcción de puertos y estructuras que retienen grandes cantidades de sedimentos, etc.).

Para estudiar los procesos de erosión costera a largo plazo es necesario considerar el mayor número de posibles variables naturales y antropogénicas. Un ejemplo de estudio a largo plazo es el de Zhang et al. (2002); en el marco de dicho trabajo, los autores analizaron la resiliencia de las islas barrera de la costa este de los Estados Unidos y encontraron que estas recuperaron a largo plazo su forma independientemente de la severidad del evento extremo de oleaje que las había precedentemente afectado. Con este hallazgo los autores sugirieron que los eventos extremos de oleaje quizás no sean los principales responsables de la erosión costera que acontece a largo plazo. Zhang et al. (2004), tras un estudio llevado a cabo en la costa este de los Estados Unidos, determinaron que la escasa evidencia de aumentos significativos en el número de eventos extremos junto a la imposibilidad de medir el grado de interferencia humana sobre la línea de costa, son pruebas suficientes para establecer que la subida del nivel del mar es el proceso dominante entre aquellos que producen la erosión costera. Este aumento no causa directamente la erosión a largo plazo, sino que permite al oleaje actuar mucho más arriba a lo largo del perfil de playa favoreciendo la remoción de sedimentos y posterior erosión de la costa.

Un aspecto a tener en cuenta y que alcanza mucha importancia en la erosión del litoral, es el transporte de sedimentos fuera de la zona de acción del oleaje. Este proceso se ha estudiado recientemente y la capacidad de predecirlo es todavía incierta debido a la falta de comprensión de los diversos procesos involucrados (USACE, 2006). Tal como observado anteriormente, bajo condiciones de tormenta, el nivel medio del mar aumenta debido a la baja presión atmosférica, a la marea, al viento y al oleaje. La sobreelevación favorecerá la erosión de la playa seca y la creación de escarpes en las dunas y el posible colapso de las mismas. El sedimento erosionado es transportado

hacía mar y depositado en aguas más o menos profundas por las corrientes de resaca dando origen a barras. Durante eventos particularmente importantes de oleaje, una parte del sedimento transportado hacía mar se deposita en zonas demasiado profundas para que el oleaje de buen tiempo pueda retransportarlo a tierra (USACE, 2006).

Otro aspecto importante es aquel mencionado por Morton et al. (2002) quienes afirmaron que el comportamiento más común durante los eventos extremos de oleaje, es la erosión de la parte inferior del perfil a causa de la remoción de sedimentos por las corrientes de resaca. Fuera de la zona de rompiente el sedimento ya no es influenciado por las corrientes derivadas del oleaje y la dirección del sedimento transportado depende de otras corrientes, el viento y las olas infragravitacionales. Estas últimas son sumamente importantes ya que son el único proceso que mueve los sedimentos hacia tierra durante un evento extremo de oleaje (Morton et al., 2002).

En cuanto a la erosión del litoral debida a la subida del nivel del mar, va mencionada la regla de Brunn, quizás la más conocida entre aquellas que predicen la respuesta morfológica de la playa frente la subida del nivel del mar. La regla de Brunn describe con detalle la respuesta, ante el ascenso del nivel del mar, de toda la cara de la playa, desde el *backshore* hasta la profundidad de cierre (o *depth of closure*, Figura 3.7).

La regla de Bruun explica que el perfil de equilibrio presenta una forma cóncava de manera que la profundidad varía según la siguiente fórmula:

$$h = A y^{2/3} \quad (3.11)$$

En donde h es la profundidad en metros a una distancia determinada desde la línea de costa y A es un parámetro de escala que depende de las características del sedimento de la playa. Esta ecuación se simplifica y se basa en varios supuestos que hacen que su utilidad sea discutible (Cooper et al., 2004): por ejemplo la fórmula propuesta se basa en el presupuesto de que la playa esté en una situación de equilibrio y no considera el transporte sedimentario longitudinal.

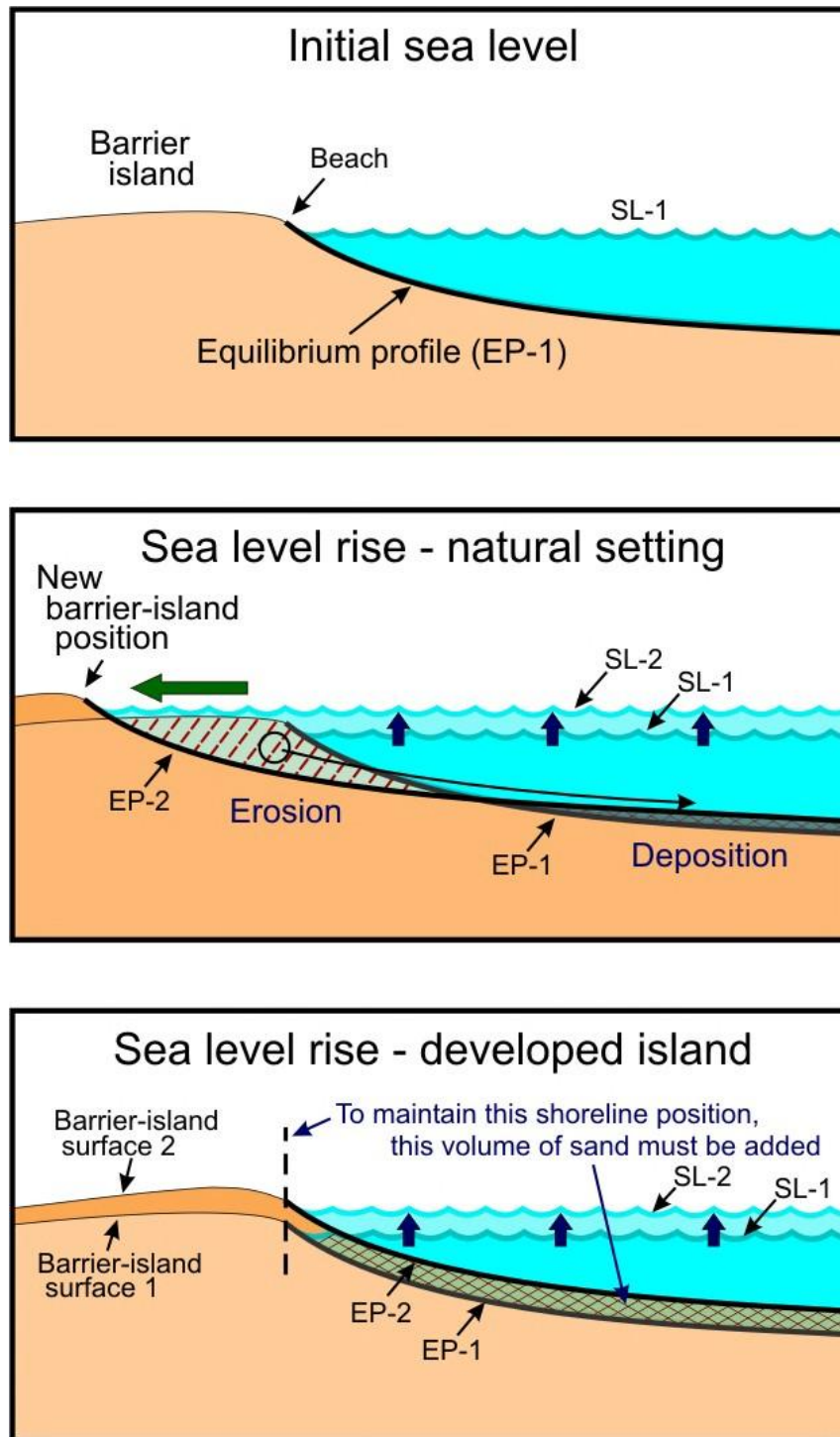


Figura 3.7. Respuesta de la playa ante un ascenso en el nivel del mar mediante la regla de Bruun. Tomado de Davidson-Arnott (2010).

Finalmente, hay que mencionar como la profundidad de cierre es un concepto relacionado con el perfil de equilibrio y está definida como la profundidad mínima de agua en la cual no se produce ningún cambio significativo en el fondo por la acción del oleaje (USACE, 2002). A la hora de calcular el perfil de equilibrio, se asume que los

cambios en el fondo se dan en función de las propiedades de la ola y el tamaño de grano del sedimento. De hecho, la profundidad de cierre depende de las condiciones hidrodinámicas por lo cual es un valor que cambia sustancialmente en el tiempo. Esto significa que la profundidad de cierre asociada a un evento extremo de oleaje con un periodo de retorno de 100 años será mucho más grande que aquella asociada con un evento cuyo periodo de retorno sea de 10 años (USACE, 2002).

CAPÍTULO 4

CLIMA MARÍTIMO Y EVENTOS EXTREMOS DE OLEAJE: ANÁLISIS A ESCALA REGIONAL Y LOCAL

*Un grande nubarrón se alza en el cielo
Ya se aproxima una fuerte tormenta*

(La Creciente – Rafael Orozco)

4.1 INTRODUCCIÓN

En las últimas dos décadas las investigaciones sobre el cambio climático y sus efectos en las zonas litorales del mundo se han centrado, principalmente, en el estudio detallado de los impactos de la subida del nivel del mar como resultado del calentamiento global (Komar y Allan, 2008; Phillips y Crips, 2010) prestándosele una menor atención a la caracterización del clima marítimo, a eventos extremos y a la clasificación de temporales. Autores como Allan y Komar (2000), Keim et al. (2004) y Komar y Allan (2008) sugieren que el estudio y entendimiento del clima marítimo permite abordar de una forma adecuada amenazas como la erosión costera, los procesos de inundación, la destrucción de ecosistemas litorales, entre otras. De igual forma, estos tipos de estudios constituyen la base para el desarrollo y producción de nuevas fuentes de energías renovables, como la energía mareomotriz y la undimotriz, así como tema fundamental en la seguridad portuaria y operación *offshore* (IDAE, 2011).

Diversos autores han concluido que los valores de altura de ola y el número de temporales, junto a su intensidad, han aumentado en las últimas décadas (Bacon y Carter, 1991; Allan y Komar, 2000; Dupuis et al., 2006; Komar y Allan, 2008; Soomere, 2008). En un escenario actual y futuro, donde se están y se estarán presentando aumentos significativos en el nivel del mar y en las alturas de oleaje, las zonas litorales son susceptibles a sufrir impactos severos en términos de erosión e inundación, especialmente en zonas bajas (Hanson y Larson, 2008). A partir de lo antes mencionado, proporcionar análisis realistas de la variabilidad natural y tendencias del clima marítimo es de vital importancia.

Metodológicamente, la presencia, homogeneidad y calidad de datos de oleaje durante espacios de tiempo mayores a 20 años, son un tema clave en cualquier tipo de análisis que incluya valores extremos de altura de ola, periodos de retorno y probabilidades de ocurrencia. A través de los años, una gran cantidad de herramientas se han empleado para el estudio de los cambios en el clima marítimo, entre estas se incluyen:

i) observaciones visuales, ii) boyas de oleaje, iii) barcos instrumentados, iv) altímetros satelitales, v) modelos físicos y numéricos (Dupuis et al., 2006; Komar y Allan, 2008).

Este capítulo aborda el análisis del clima marítimo y eventos extremos a escalas regional y local a partir de dos fuentes de información: i) puntos de predicción de oleaje (HIPOCAS) y ii) datos de oleaje medidos en tiempo real mediante boya de oleaje. El análisis consistió en la caracterización del clima marítimo invernal, la determinación de eventos extremos de oleaje y la clasificación de temporales, junto al estudio de las relaciones existentes entre las características y distribuciones de los temporales y los patrones de teleconexión regionales como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y la Oscilación Ártica (AO), entre otras.

Hay que destacar que los patrones de teleconexión relacionan anomalías del clima a cierta distancia una de la otra que pueden durar varias semanas, meses o inclusive años, reflejando así la variabilidad climática interanual o interdecenal de la atmósfera. Algunos de esos patrones o modos de variabilidad pueden abarcar las cuencas oceánicas enteras y los continentes adyacentes radicando allí la importancia de su estudio.

La metodología empleada es de fácil aplicación siempre que se cuente con una robusta serie de datos de oleaje, sean predicciones o datos obtenidos a partir de boyas oceanográficas. Finalmente cabe destacar como la información obtenida tiene gran importancia en cuanto constituye el primer paso para el entendimiento de la respuesta de la costa ante los eventos extremos de oleaje y temporales.

4.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

4.2.1 Áreas de influencia

El análisis del clima marítimo y eventos extremos presentado en este capítulo se efectuó en función de la disponibilidad de los datos de oleaje. La distribución espacial y temporal de estos permitió la división del área de estudio en dos escalas de trabajo: i) Escala Regional y ii) Escala Local (Figura 4.1).

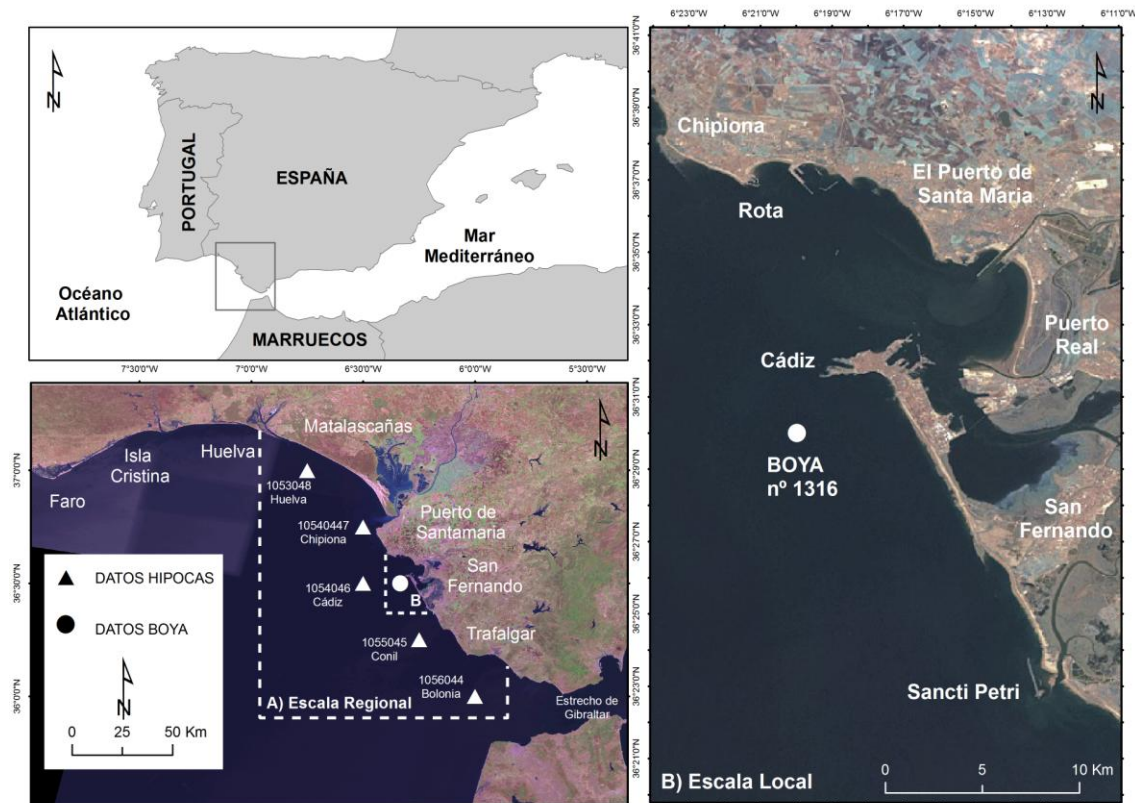


Figura 4.1 Localización de las áreas de influencia (a, regional y b, local) utilizadas dentro del análisis climático de eventos extremos y fenómenos temporales.

La escala regional abarca gran parte del golfo de Cádiz, el cual se encuentra localizado en el Suroeste de España. Desde un punto de vista administrativo comprende la cara Atlántica de la comunidad autónoma de Andalucía e incluye las provincias de Huelva y Cádiz (Figura 4.1). Para el análisis climático se emplearon los datos colectados en cinco puntos de predicción ubicados frente a las costas de Huelva y Cádiz (denominados Huelva, Chipiona, Cádiz, Conil y Bolonia) y que abarcan el periodo comprendido entre enero de 1958 y diciembre de 2000 (para más detalles ver Capítulo 1 - Tabla 1.1).

El análisis a escala local incluyó las zonas litorales de las ciudades de Cádiz, Rota, El Puerto de Santa María, Puerto Real y San Fernando (Figura 4.1). Dentro de esta escala de trabajo se empleó un set de datos colectados en tiempo real por la boya nº 1316 perteneciente a la red de Puertos del Estado (Figura 4.1). Los datos empleados abarcan el intervalo de tiempo comprendido entre enero de 1983 y marzo de 2012 (para más detalles ver Capítulo 1 - Tabla 1.1).

4.2.2 Análisis del clima marítimo

En la mayoría de los estudios relacionados con el clima marítimo, la variable del oleaje que suele ser empleada corresponde a la altura de ola significativa (H_s). Esta variable se define como la media del tercio superior de olas medidas durante un intervalo de tiempo definido y se utiliza ya que corresponde al dato que más se ajusta a las alturas de oleaje recogidas visualmente por un observador imparcial. Dicha preferencia en su uso es debida a que las olas altas son más significativas que las de menor tamaño a la hora de la realización de cualquier tipo de modelo o modelado costero, dando por tanto mayor información que la altura de la ola media (Thompson y Vincent, 1985; Komar, 1998).

En este capítulo se utilizaron los promedios mensuales y anuales invernales de la altura de ola significativa (H_s) para el análisis del clima marítimo y descripción de temporales tanto a escala regional como local. De igual forma se empleó el percentil 99 (H_{s99}) para los datos colectados por la boya nº 1316 debido a que este valor está asociado con los eventos extremos de oleaje (Almeida et al., 2001; BACC, 2008). También se analizó la dirección media de aproximación del oleaje (D_{md}) para toda la serie temporal.

De acuerdo a lo sugerido por Komar y Allan (2008) los datos empleados en este capítulo representan periodos de tiempo suficientes a la hora de analizar cualquier tipo de tendencia, comportamiento o control de tipo climático regional. Esto debido a que forman parte de una serie de tiempo mayor de 20 años, tanto en lo que concierne a los datos instrumentales (boya), así como los datos derivados de simulaciones numéricas (HIPOCAS).

4.2.3 Definición y cálculo de temporales

La definición y cálculo de temporales es un tema clave en los estudios de erosión costera y cambio climático (Li et al., 2011). Los ingenieros normalmente emplean el número de eventos o la cantidad de horas durante la cual el oleaje sobrepasa un determinado umbral de altura para definir un temporal (Goda, 1988; Lemm et al., 1999; Barr, 2004). Los meteorólogos utilizan el número de sistemas de temporal, que se caracterizan por velocidades de viento altas o valores de presión atmosférica

inferiores a 1000 hPa (Schmith et al., 1998; Zielinski, 2002; Keim et al., 2004). Otros investigadores utilizan el número de eventos o el número de horas durante las cuales el oleaje supera un umbral específico (Eliot y Clarke, 1986; Zhang et al., 2000; Bromirski et al., 2003; Pattiarachi y Elliot, 2008; Phillips, 2008).

En este trabajo, un temporal se definió como un evento climático durante el cual la altura de ola significativa (H_s) supera un umbral mínimo de altura y tiempo siguiendo los siguientes tres criterios (Figura 4.2):

- Altura de oleaje H_s mayor o igual de 2,5 m ya que este umbral refleja la altura de oleaje en aguas profundas en que la erosión comienza a afectar las playas del golfo de Cádiz (Plomaritis et al., 2009, 2010; Rangel y Anfuso, 2011 y 2012).
- Duración mínima de 12 horas debido a que de esta forma el temporal afecta la costa por lo menos durante un ciclo mareal completo.
- Periodo entre temporales correspondiente a un intervalo de 24 horas con el fin de crear un set de eventos desagrupados e independientes (Morton et al., 1997; Dorsh et al., 2008).
-

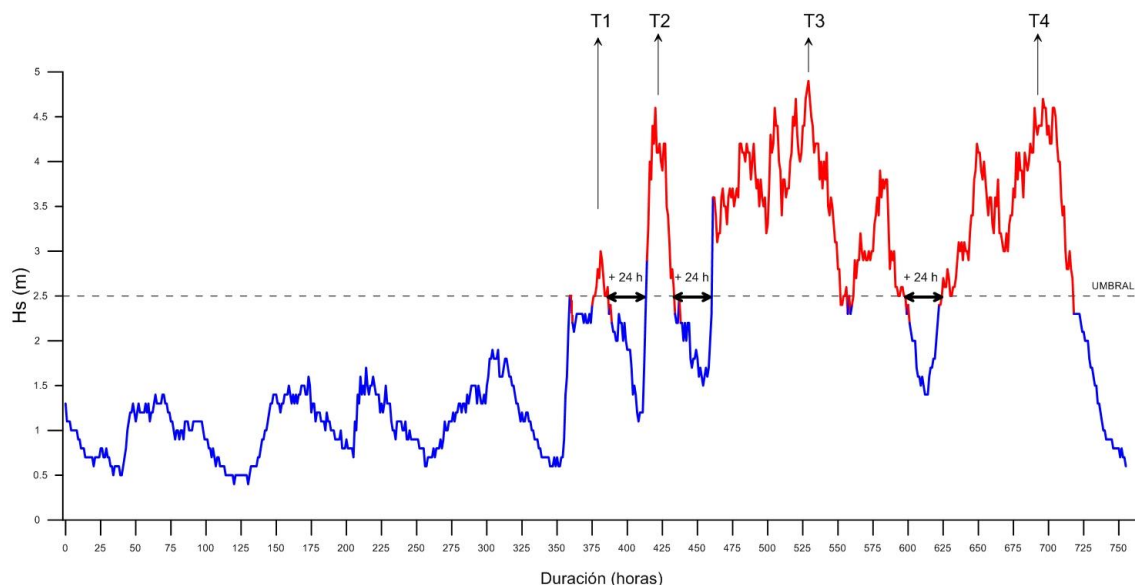


Figura 4.2. Definición de temporal a partir de la altura de ola significativa (H_s) y Duración en horas del evento.

El contenido energético de cada temporal fue calculado de acuerdo al **Storm Power Index (SPI)** definido por Dolan y Davis (1992), este índice es un valioso indicador de la

magnitud de la tormenta y su erosión asociada (Li et al., 2011). El SPI es calculado de acuerdo a la formula:

$$H_s^2 t_d \quad (4.1)$$

Donde H_s es la máxima altura significativa registrada durante el evento y t_d la duración del temporal en horas. Una vez que los temporales fueron identificados y caracterizados, se agruparon en cinco clases diferentes obtenidas por medio de la técnica de puntos de quiebre naturales (*natural breaks*) desarrollada por Jenks y Caspall (1971). Esta técnica permite la mejor organización de los valores obtenidos dentro de clases que son comparadas interactivamente mediante la suma de las diferencias cuadradas entre los valores observados dentro de cada clase y sus valores promedio.

4.2.4 Periodos de recurrencia

Los periodos de retorno y probabilidad de recurrencia del oleaje como de los temporales fueron calculados mediante el uso de la distribución denominada: **Valor General Extremo (GEV)**. Esta es una función perteneciente a la familia de distribuciones de probabilidad continuas, desarrolladas dentro de la teoría de valores extremos que combina análisis de tipo Gumbel, Frechet y Weibull (también conocidas como de Tipo I, II y III; Coles, 2001). La distribución de valor extremo generalizado (GEV) se calculó de acuerdo a la formula:

$$F(x) = \exp \{-\exp [-(x-u)/\alpha]^{1/k}\} \quad (4.2)$$

En donde x es la variable aleatoria y u , α y k son respectivamente, la localización, escala y factor de forma que deben ser calculados para cada una de las muestras. La ecuación se puede reducir a una distribución de tipo I (o Gumbel, para $k=0$), Tipo III (o de Weibull para $k>0$) o Tipo II (para $k<0$). La ecuación para la distribución de tipo I (Gumbel) es la siguiente:

$$F(x) = \exp \{-\exp [-(x-u)/\alpha]\} \quad (4.3)$$

Los métodos de estimación de parámetros para cada una de las distribuciones son discutidos en profundidad en Rao y Hamed (2000). En este trabajo, el método de los momentos y el método de máxima verosimilitud, fueron empleados para calcular la distribución de los parámetros investigados. La raíz del error medio cuadrático se utilizó para seleccionar la distribución adecuada. Para el cálculo de los periodos de recurrencia, los datos de oleaje y temporales fueron graficados mediante la fórmula de posición de Gringorten (1963) siempre ajustándolos a la distribución de Gumbel, la cual está dada por la fórmula:

$$TR = N + 0.12 / m^{-0.44} \quad (4.4)$$

Donde N es el número de observaciones máximas anuales y m es el ranking (posición) del oleaje extremo o valores de Storm Power organizados del más bajo al más alto. De acuerdo con la distribución de Gumbel, los valores esperados para un periodo de retorno pueden ser estimados mediante la fórmula:

$$TR_p = -\ln [-\ln (1-1/TR)] \quad (4.5)$$

4.2.5 Patrones de teleconexión

El termino *Patrón de teleconexión* ó *Ciclo Regional* se usa para definir las anomalías de circulación y presión atmosférica que intervienen de forma recurrente, persistente y a larga escala sobre vastas áreas geográficas del mundo (Hatzaki et al., 2006). Los patrones de teleconexión también son conocidos como modos de baja frecuencia en la variabilidad de la circulación atmosférica, con centros geográficos claramente definidos y actuantes durante largas escalas de tiempo.

El centro de investigación climático de la NOAA (*NOAA Climate Dynamic Research Centre*) ha demostrado la existencia de varios patrones de teleconexión con influencia en la región europea (incluyendo el área de estudio):

- Oscilación del Atlántico Norte - NAO (Wallace y Gutzler, 1981; Hurrell, 1995; Barnston y Livezey, 1997).

- Patrón del Atlántico Este – EA (Esbensen, 1984; Wallace y Gutzler, 1991).
- Atlántico Este/ Oeste de Rusia – EA/WR (Barnston y Livezey, 1987)
- Escandinavia – SCAND (Barnston y Livezey, 1987).
- Polar/Eurasia – POL (Barnston y Livezey, 1987).
- Pacífico Este – Patrón Nort Pacífico- EP-NP (Bell y Janowiak, 1995).
- Pacífico/ Patrón Norteamérica – PNA (Barnston y Livezey, 1987; Chen y van den Doo, 2003).
- Oscilación Ártica (Zhou et al., 2001; Higgins et al., 2002).

Los patrones de teleconexión previamente listados han sido reconocidos como los más importantes dentro de la definición de los sistemas climáticos europeos siendo la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), aparentemente, la más importante. Un link entre las variaciones estacionales e interanuales del clima marítimo y los patrones de teleconexión previamente mencionados, fue establecido por autores como Wang et al. (2003), Lozano et al. (2004), Hurrell y Deser (2009) y Dodet et al. (2010). De igual forma, se piensa que los cambios en la evolución de zonas litorales durante la segunda mitad del siglo XX se pueden caracterizar mediante la modelación del índice NAO (Lozano et al., 2004; O'Connor et al., 2011; Esteves et al., 2011; Thomas et al., 2011).

Dentro de este trabajo, la distribución invernal de los valores promedio mensuales de la NAO, EA, EA/WR, Eurasia, NP-EP, PNA y AO fueron comparados con los datos de oleaje y temporales derivados de datos HIPOCAS y de boya por medio de análisis de regresiones tanto múltiples como independientes. Así mismo fueron aplicados test de Pearson, Mann-Kendall y Wilcoxon para determinar tendencias y comportamientos.

4.3 RESULTADOS

4.3.1 Escala regional – datos HIPOCAS

4.3.1.1 Distribución estacional y espacial del oleaje

Estudios previos efectuados en el litoral de Cádiz por Sánchez (1988), Muñoz-Pérez (1996), Anfuso et al. (2007) y Rangel y Anfuso (2011) entre otros, definieron la temporada invernal como el periodo de tiempo comprendido entre los meses de

octubre y marzo. En este estudio se ha confirmado dicha estacionalidad (Figura 4.3), reflejada por valores altos de altura de ola y la ocurrencia de temporales durante los meses de octubre - marzo (invierno). Valores bajos de altura de ola y ausencia total de temporales se registran entre junio y septiembre (verano).

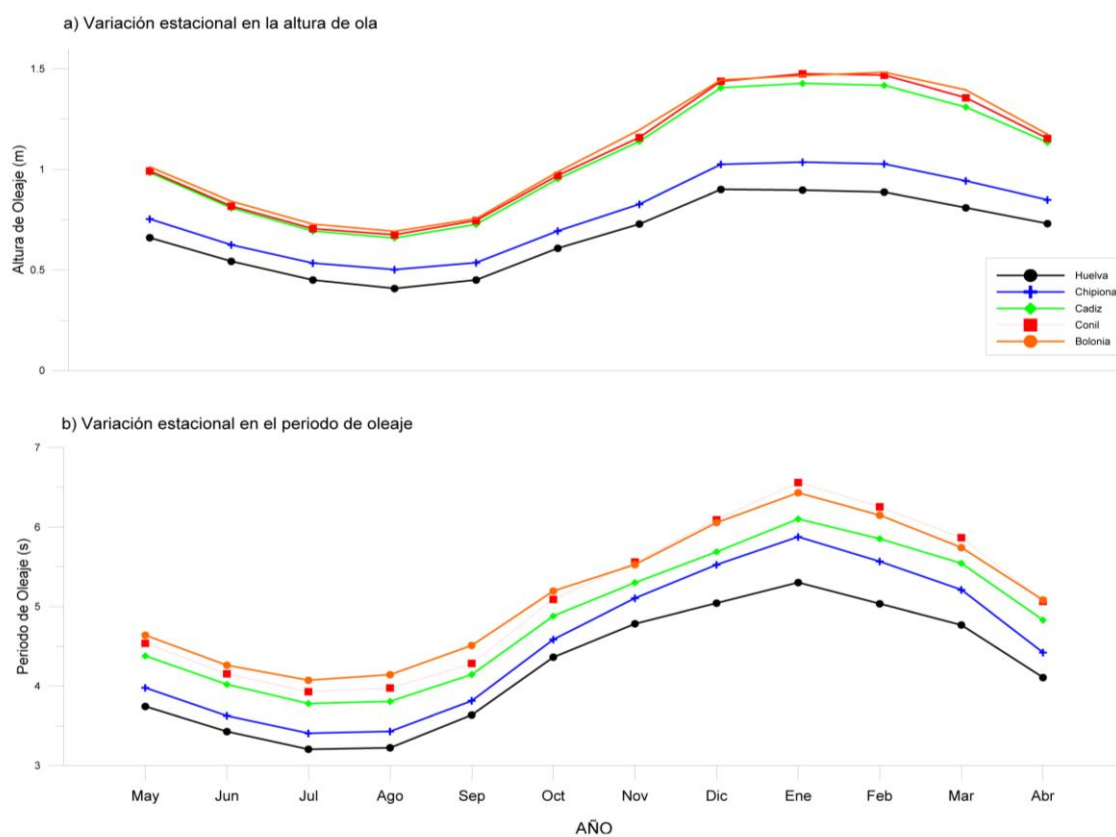


Figura 4.3. Variaciones estacionales en el clima de oleaje en el Golfo de Cádiz. a) valores promedio mensuales de altura de ola significativa. b) valores promedio mensuales del periodo medio.

La figura 4.3a ilustra la naturaleza estacional de las condiciones de oleaje previamente descritas. En detalle, se observa que los valores promedio de altura de ola no superan 1 m durante los meses de junio – septiembre (finales de primavera - verano), registrando valores mínimos durante el mes de agosto (0,8 m). Durante el Invierno, el valor promedio de altura aumenta alcanzando sus valores máximos durante los meses de diciembre - febrero (1,5 m). Un patrón similar puede ser observado para los valores promedio mensuales del periodo de oleaje (Figura 4.3b). Durante el verano los periodos son menores de 4 segundos, mientras que en invierno alcanzan los 6 segundos.

Entre agosto y noviembre las alturas de ola aumentan de forma relativamente rápida en la parte centro y sur del Golfo (Puntos HIPOCAS Cádiz, Conil y Bolonia) registrando valores máximos durante el mes de enero (Figura 4.3a). Este aumento podría estar reflejando la propagación de sistemas de temporal en dirección Sur-Este. A su vez, el promedio de altura de ola mensual en invierno es de 0,8 m en el Norte (Huelva), mientras que en el Sur es de 1,4 m. Con el inicio de la primavera las alturas de ola decrecen y registran una variación latitudinal significativa con promedios de 0,50 m en Huelva, 0,6 en Chipiona, 0,8 en Cádiz, 0,8 en Conil y 0,9 m en Bolonia.

De lo anterior pueden identificarse dos características típicas del clima del oleaje dentro del golfo de Cádiz. La primera corresponde a la notoria diferencia en las alturas de ola y periodos mensuales entre los puntos ubicados en la zona Norte y los puntos ubicados en la zona Centro y Sur (Figura 4.3), mientras que la segunda se relaciona con el rápido aumento en las alturas y periodos de oleaje en la zona Sur durante la transición verano - invierno (dada la mayor pendiente de las líneas - Figura 4.3). Lo antes mencionado contrasta con lo observado en la zona Norte donde este aumento se da de una forma gradual.

En cuanto a las direcciones de aproximación del oleaje, la figura 4.4 muestra como en el golfo de Cádiz el oleaje proviene principalmente de los cuadrantes III y IV. También se observa una variación significativa en la distribución direccional del oleaje entre las zonas Norte y Sur. En la zona Norte (Huelva y Chipiona) el oleaje procede principalmente del III cuadrante con una marcada tendencia hacia la dirección OSO. Mientras que hacia la zona Centro-Sur (Cádiz, Conil y Bolonia) la componente ONO aumenta de forma significativa, siendo la tendencia dominante en el punto ubicado frente a la costa de Bolonia.

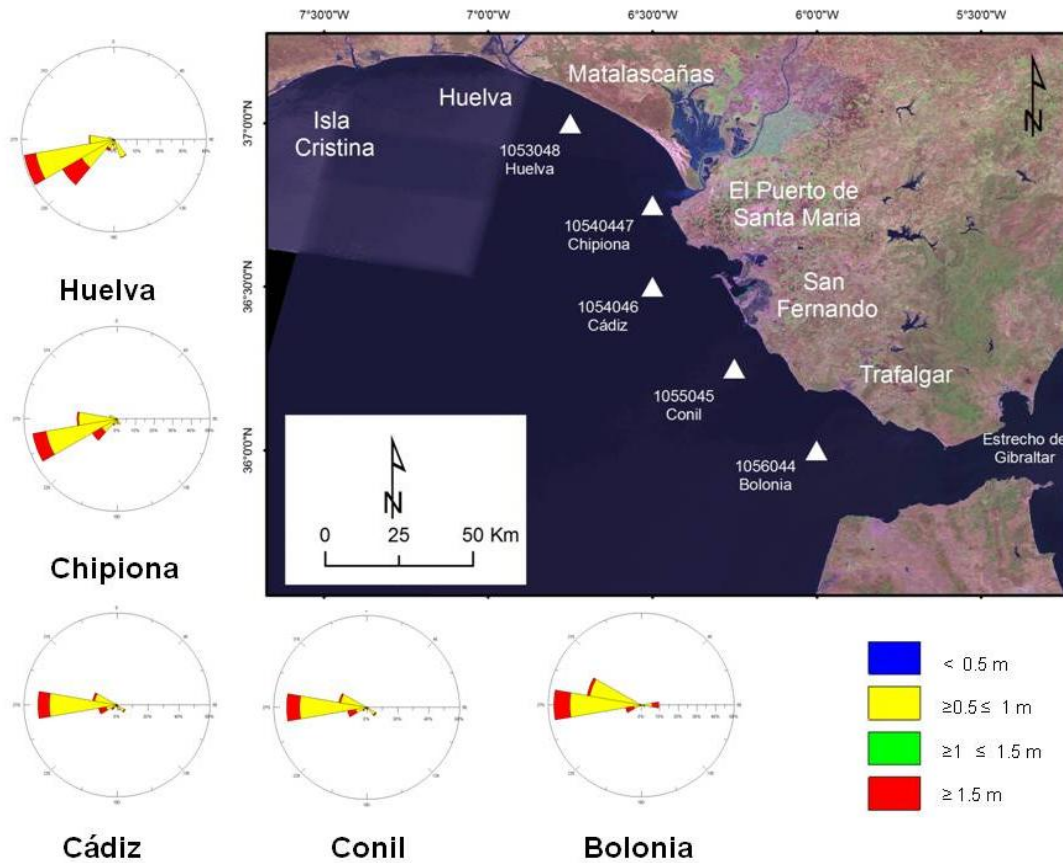


Figura 4.4. Rosas de oleaje con la dirección predominante de aproximación del oleaje a partir de los datos HIPOCAS disponibles para el Golfo de Cádiz.

4.3.1.2 Tendencias observadas

Mediante el uso de regresiones lineales se calcularon las posibles tendencias en los promedios mensuales y anuales de altura de ola para el periodo 1958 -2000 en el golfo de Cádiz (Figuras 4.5 y 4.6). Este análisis permitió encontrar un pequeño (casi nulo) decrecimiento en los valores de altura de ola tanto anuales (-0.0026 en Huelva hasta -0.0030 en Bolonia) como mensuales (-0,004 en Huelva hasta -0,005 Conil). Esta variación puede considerarse como homogénea a lo largo de toda el área de estudio. Análisis más detallados mediante el uso del coeficiente de Pearson revelaron que estas “aparentes” tendencias decrecientes no son estadísticamente significativas en ninguno de los puntos de predicción. Resultados muy similares se obtuvieron mediante el uso de los test de Mann-Kendall y Wilcoxon.

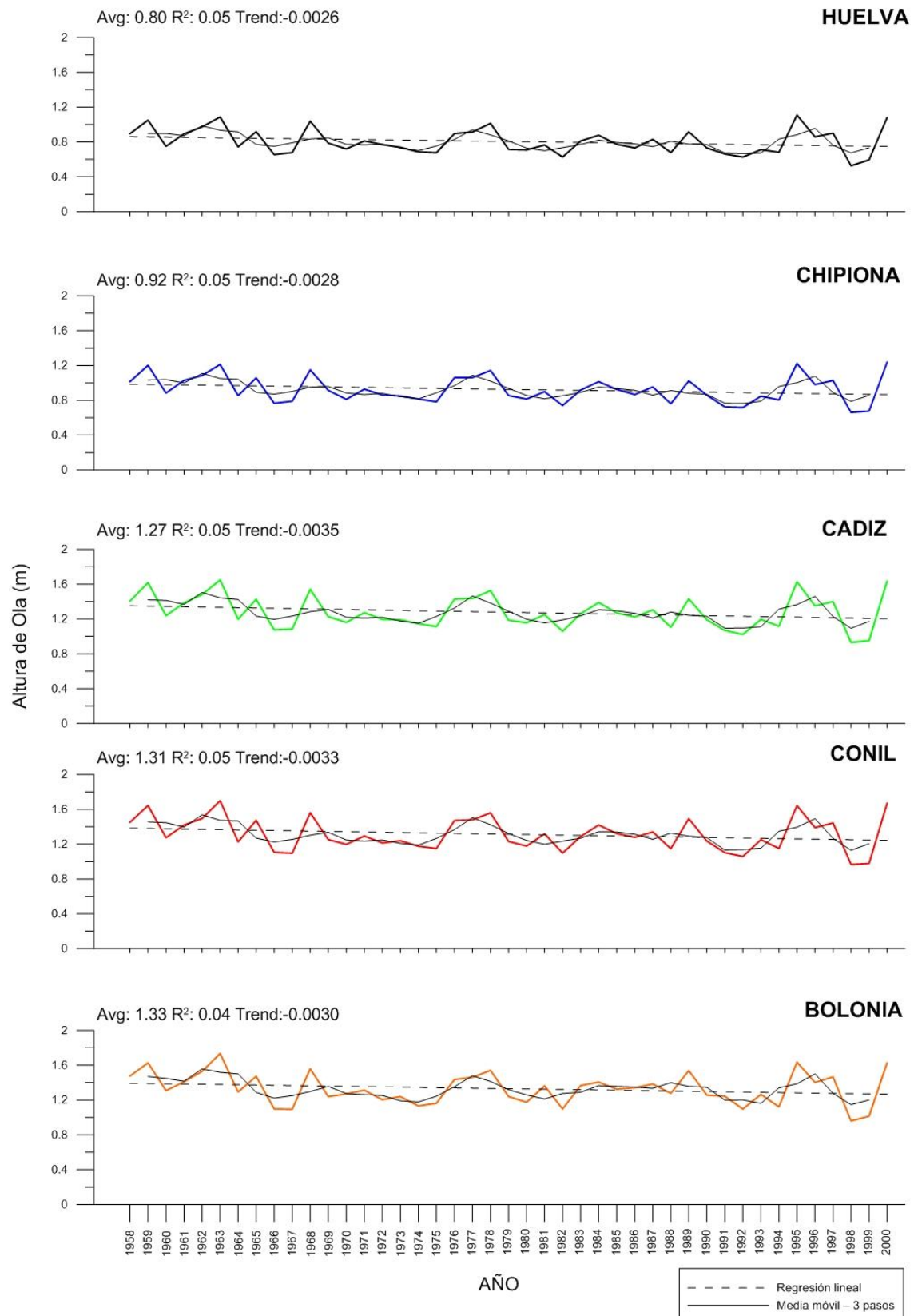


Figura 4.5. Valores promedio anuales de altura de ola durante los periodos invernales de los años 1958-2000. Se presentan la regresión lineal realizada con los valores promedio y coeficientes de regresión además de la media móvil de 3 pasos realizada.

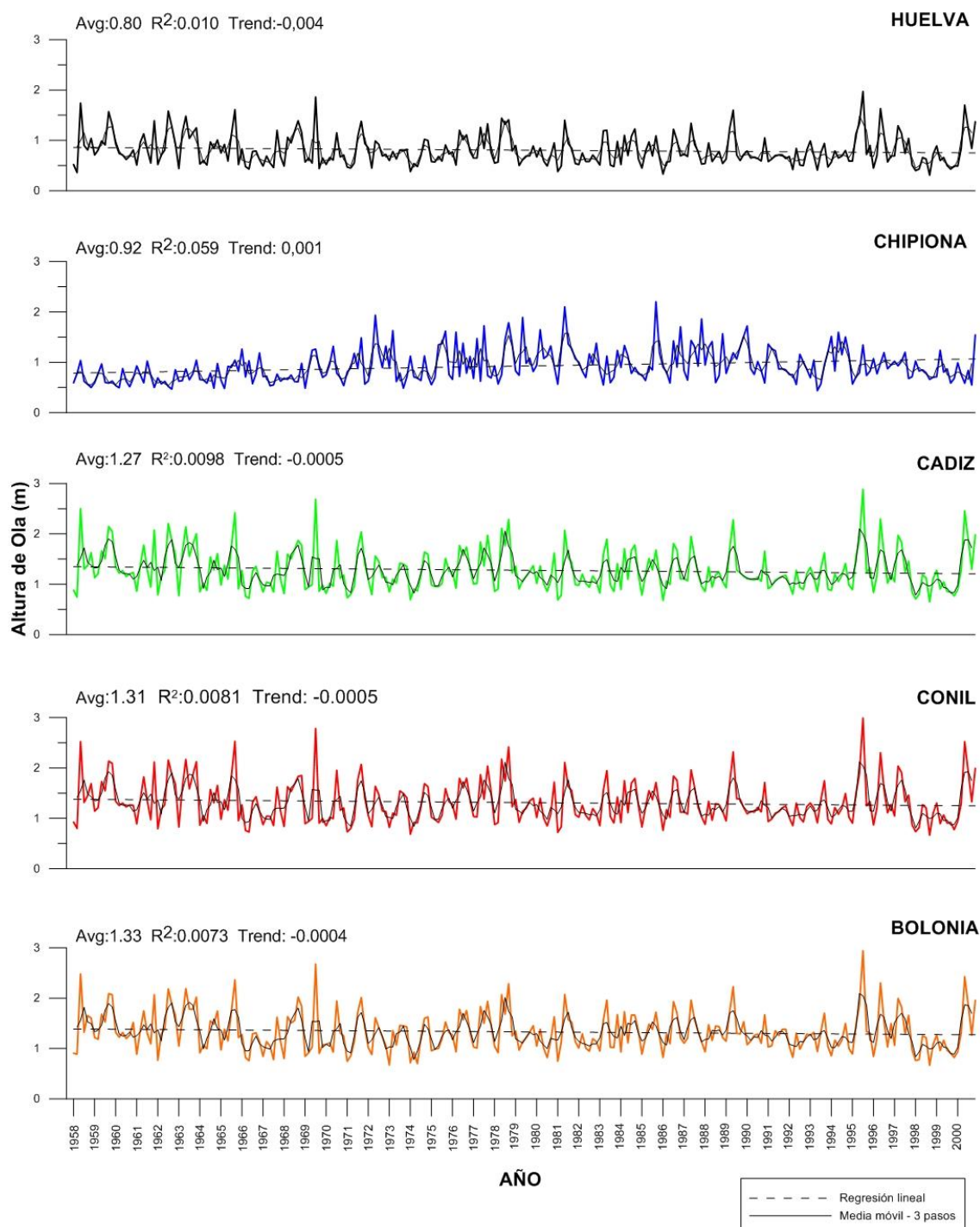


Figura 4.6. Valores promedio mensuales de altura de oleaje durante los periodos invernales de los años 1958-2000.

Considerando los 42 inviernos estudiados se pudo observar una gran variabilidad en los promedios anuales y mensuales de H_s . Los valores más bajos (0,8 m Huelva hasta 1 m Bolonia) fueron observados en los periodos de tiempo 1969-1974, 1983-1988, 1990-1994 y 1998-1999, estos dos últimos periodos coinciden con lo observado y descrito por Rangel y Anfuso (2012) en datos colectados frente a las costas de Cádiz. Mientras

que, los valores más altos (1,2 m Huelva hasta 1,6 m Bolonia) se registraron en los periodos 1962-1963, 1975-1978, 1995-1997. En relación con las condiciones de oleaje extremas, el mes más energético correspondió con enero del año de 1996, donde la altura de ola máxima registrada fue de 5,9 m.

Las figuras 4.5 y 4.6 evidenciaron, antes de una tendencia general, un comportamiento cuasi periódico que oscila en el orden de los 3 a 5 años para la presencia de valores extremos de oleaje. Un análisis espectral de la serie de tiempo 1958-2000, basado en la transformación de Fourier, indicó un comportamiento cíclico de 4 años para todos los datos de oleaje (HIPOCAS) colectados a lo largo del golfo de Cádiz.

4.3.1.3 Clasificación y distribución de temporales

Un total de 1.494 temporales fueron identificados y caracterizados a lo largo del golfo de Cádiz mediante el uso del *Storm Power Index* propuesto por Dolan y Davis (1992).

En cada uno de los puntos HIPOCAS, los temporales se distribuyeron con una tendencia de tipo log-normal lo que permitió su clasificación en cinco clases (débil - I, moderada - II, significativa - III, severa- IV y extrema - V) mediante el uso de la técnica de quiebres naturales descrita por Jenks y Caspall (1971- Figura 4.7).

Los resultados obtenidos en los cinco puntos estudiados mostraron diferencias significativas en el número y dirección de proveniencia (Tabla 4.1). Los puntos de predicción ubicados en la zona Norte (Huelva y Chipiona) registraron 137 y 189 temporales respectivamente, para estos la dirección de aproximación predominante correspondió con el III cuadrante. Los puntos de predicción de Cádiz y Conil registraron 377 y 369 temporales provenientes principalmente del III cuadrante y secundariamente del IV cuadrante, con algunos eventos anómalos procedentes del II cuadrante. El punto de predicción ubicado al frente de Bolonia registró la cantidad más elevada de temporales (422) proviniendo estos (en su gran mayoría) del III cuadrante (303 eventos), secundariamente del II cuadrante (59 eventos) y IV cuadrante (60 eventos). Los resultados previamente descritos permiten dividir y clasificar el área de estudio en tres sectores (Tabla 4.2).

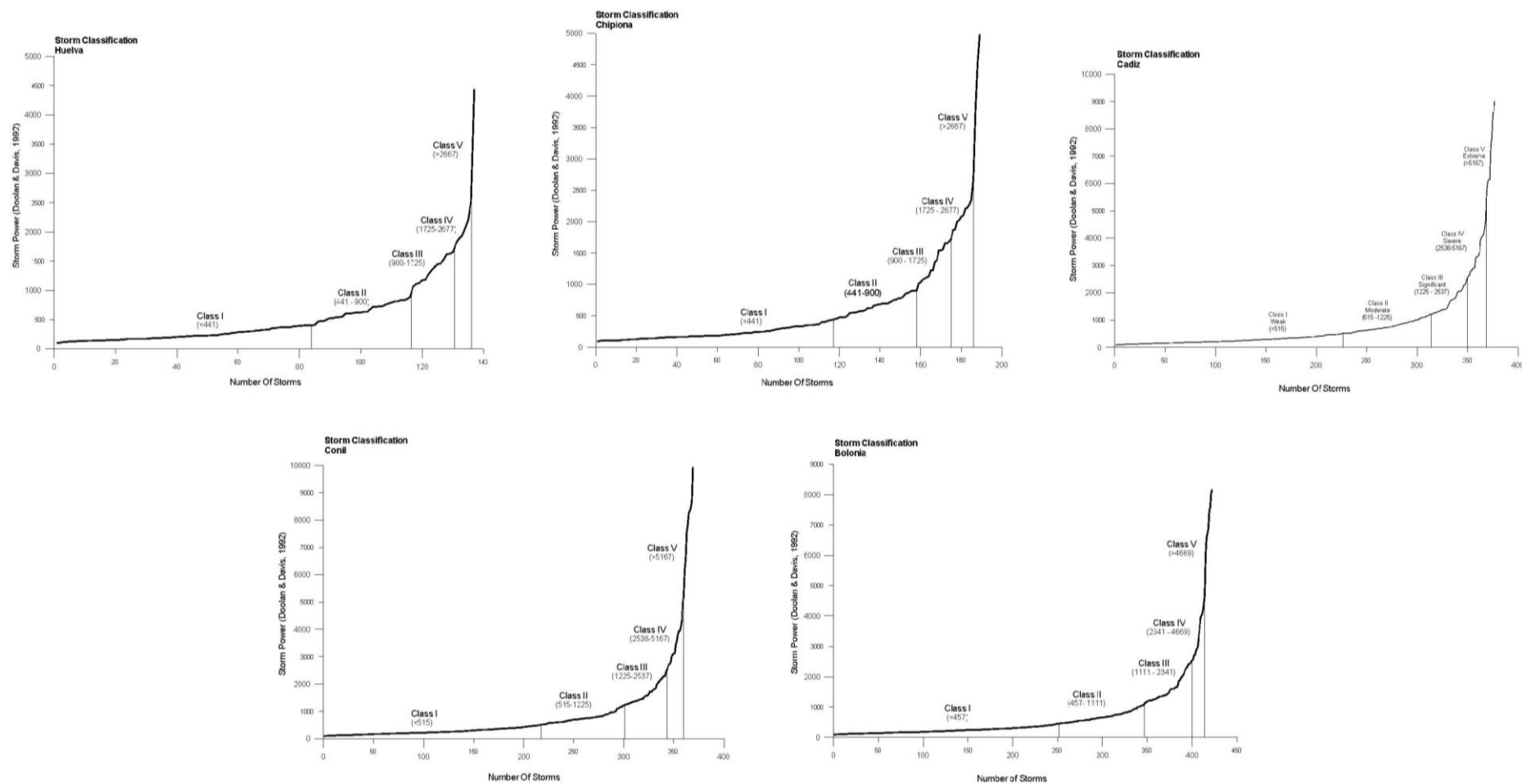


Figura 4.7. Curva acumulativa que ilustra las diferentes clases de temporales para cada uno de los puntos HIPOCAS analizados. Esta curva es obtenida mediante la aplicación de la función “*natural breaks*” según el algoritmo de Jenks y Caspall (1971).

Tabla 4.1. Diferencias en el número y dirección de proveniencia de los temporales para los cinco puntos de predicción HIPOCAS.

	CUADRANTE				TOTAL
	I (0-90º)	II (90-180º)	III (180-270º)	IV (270-360º)	
Huelva	0	1	136	0	137
Chipiona	0	0	189	0	189
Cádiz	0	8	321	48	377
Conil	0	4	313	52	369
Bolonia	0	59	303	60	422

Tabla 4.2. Clasificación de temporales por sector.

CLASE	RANGO	FRECUENCIA		H _s (m)	T (seg.)	Dmd	DURACION (hr)	SPI (m ² hr)	
		n	%	x	x	x	x	x	
DEBIL	< 441	85	62	3,36	6,7	234	20	234,48	I
MODERADO	≥ 441 < 900	31	23	4,14	7,4	234	39	661,60	
SIGNIFICANTE	≥ 900 < 1725	14	10	5,01	8,17	233	56	1357,19	
SEVERO	≥ 1725 < 2677	6	4	4,8	8,16	233	89	2078,29	
EXTREMO	≥ 2667	1	1	6,9	9,4	236	93	4427,73	
CLASE	RANGO	FRECUENCIA		H _s (m)	T (seg.)	Dmd	DURACION (hr)	SPI (m ² hr)	
		n	%	x	x	x	x	x	
DEBIL	< 515	227	60	3,29	6,69	253	23	256,07	II
MODERADO	≥ 515 < 1225	88	23	4,23	7,13	255	45	792,28	
SIGNIFICANTE	≥ 1225 < 2537	34	9	5,16	7,78	256	65	1693,61	
SEVERO	≥ 2538 < 5167	19	5	5,92	8,35	251	101	3374,15	
EXTREMO	≥ 5167	9	2	6,75	8,9	254	165	7272,60	
CLASE	RANGO	FRECUENCIA		H _s (m)	T (seg.)	Dmd	DURACION (hr)	SPI (m ² hr)	
		n	%	x	x	x	x	x	
DEBIL	< 457	250	59	3,18	6,35	229	22	226,32	III
MODERADO	≥ 457 < 1111	96	23	4,15	6,95	246	41	683,25	
SIGNIFICANTE	≥ 1111 < 2341	49	12	5,05	7,59	251	63	1540,36	
SEVERO	≥ 2341 < 4669	18	4	6,08	8,03	259	89	3126,01	
EXTREMO	≥ 4669	9	2	6,64	8,74	256	161	6905,30	

Se pudo determinar que el 60% de los fenómenos pueden ser considerados como débiles (Clase I), el 23 % moderados (Clase II), el 10 % significativo (Clase III), el 15 % severos (Clase IV) y el 2 % como extremos (Clase V). También se encontró que los valores promedio de altura de ola y duración de temporal presentan variaciones significativas según su latitud, mientras que los valores asociados con el periodo presentan valores relativamente constantes (Tabla 4.2).

En relación a la distribución mensual de los temporales (Figura 4.8), se encontró que los eventos pertenecientes a la Clase I ocurren a lo largo de todo el año (excepto en los meses de julio y agosto), las Clases II y III desde octubre hasta marzo y las Clases IV y V desde noviembre hasta febrero, con valores máximos en diciembre (Clase V) y enero (Clase IV).

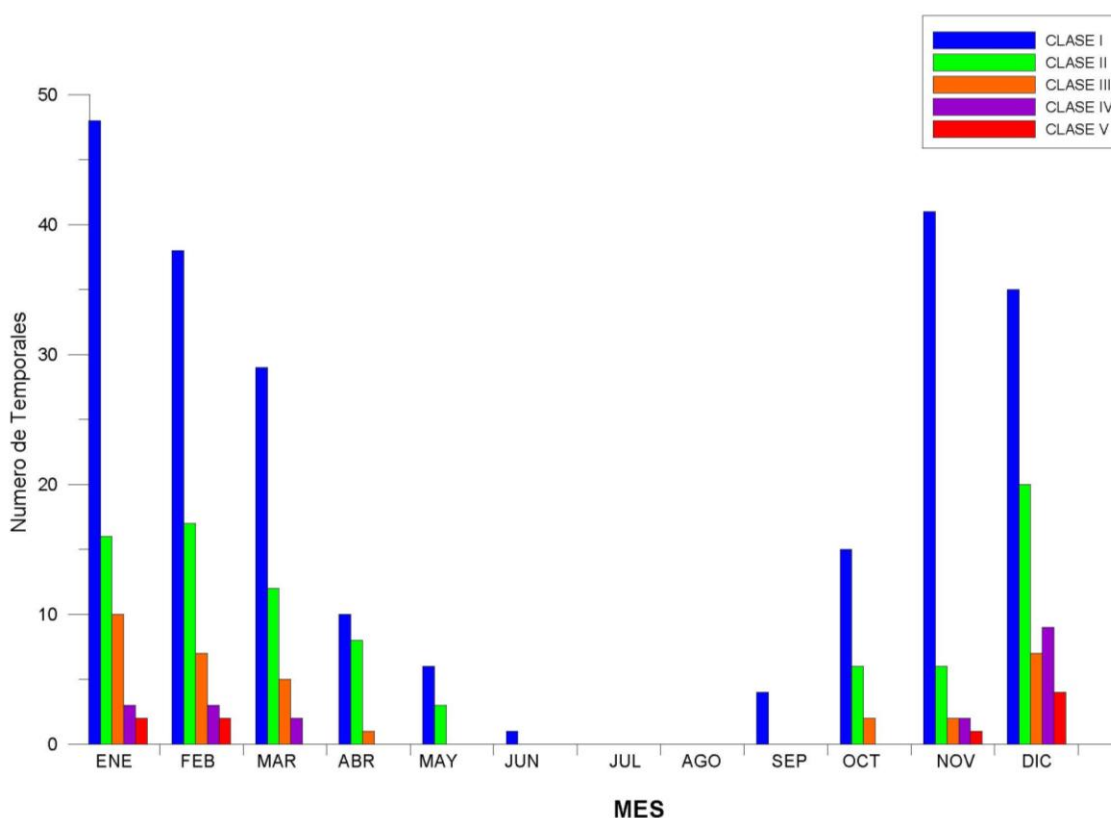


Figura 4.8. Distribución mensual de temporales en el Golfo de Cádiz.

También se determinó la distribución del número de temporales de oleaje por año (Figura 4.9). Un número elevado de temporales (mayor de 9) fue observado en 1963 y 1996. A su vez, valores de altura de ola mayores a los 6,5 m fueron registrados en

1958, 1966, 1973, 1977, 1981, 1982, 1989 y 2000. Los valores de *storm power* asociados con eventos de la Clase V (extremos) se observaron en 1958, 1966, 1970, 1979, 1981, 1989, 1996 y 2000, mientras que las duraciones más altas de temporales (Clase V, ≥ 150 horas) se dieron en 1958, 1970, 1979 y 1996.

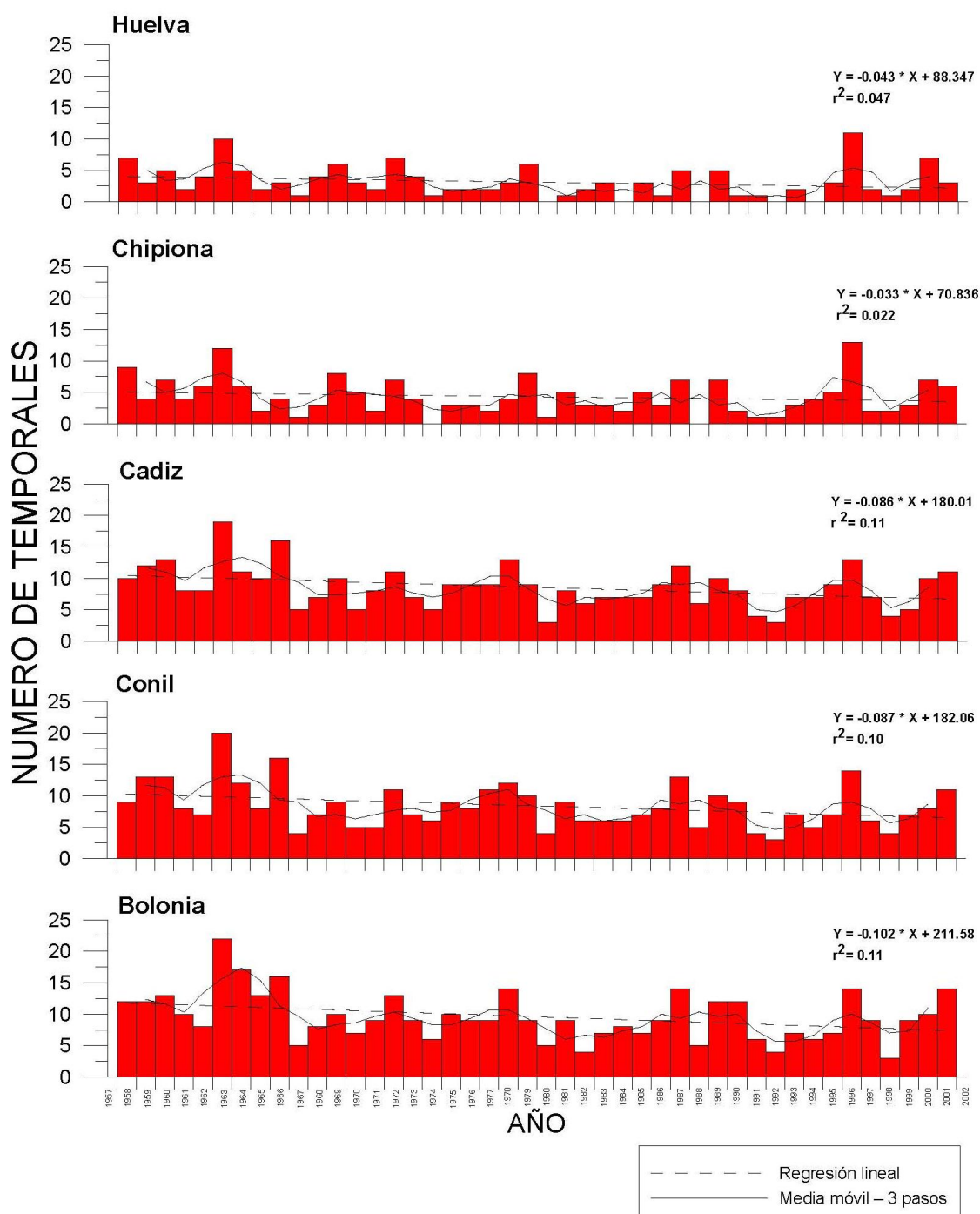


Figura 4.9. Distribución del número de temporales por año a lo largo del golfo de Cádiz. Huelva, Media: 3 temporales/año, Max: 11. Chipiona, Media: 4 temporales/año, Max: 13. Cádiz, Media: 8 temporales/año, Max: 19. Conil, Media: 8 temporales/año, Max: 20. Bolonia, Media: 9 temporales/año, Max: 20.

Se puede afirmar que los patrones de variabilidad de la duración de temporales y su *Storm Power Index* asociado fueron muy similares a los patrones de variabilidad determinados para el número de temporales. Esto se debe a que los inviernos con un gran número de temporales tuvieron una mayor cantidad de horas bajo condiciones extremas, además de magnitudes mucho más elevadas en los valores de *Storm Power*.

Al igual que los datos de oleaje, el número de temporales, los valores máximos de altura de ola (asociada a un temporal) y el contenido energético del temporal presentaron un comportamiento cíclico más que una tendencia definida. Los análisis realizados permitieron determinar que los periodos de recurrencia de los temporales extremos (eventos de la clase V) oscilaron entre los 2 y 12 años con valores promedio cercanos a los 7 años (Figura 4.10). Las clases I – IV mostraron periodos de recurrencia que oscilaron entre uno y tres años. En cuanto a la ocurrencia de un temporal se encontró una probabilidad del 98 % para los temporales de la clase I (por lo menos un evento al año) hasta el 16 % para los temporales de la clase V (Figura 4.10). Los años considerados como “extremos” se caracterizaron por eventos de las clases III – V que se desarrollaron en grandes cantidades y con altas duraciones.

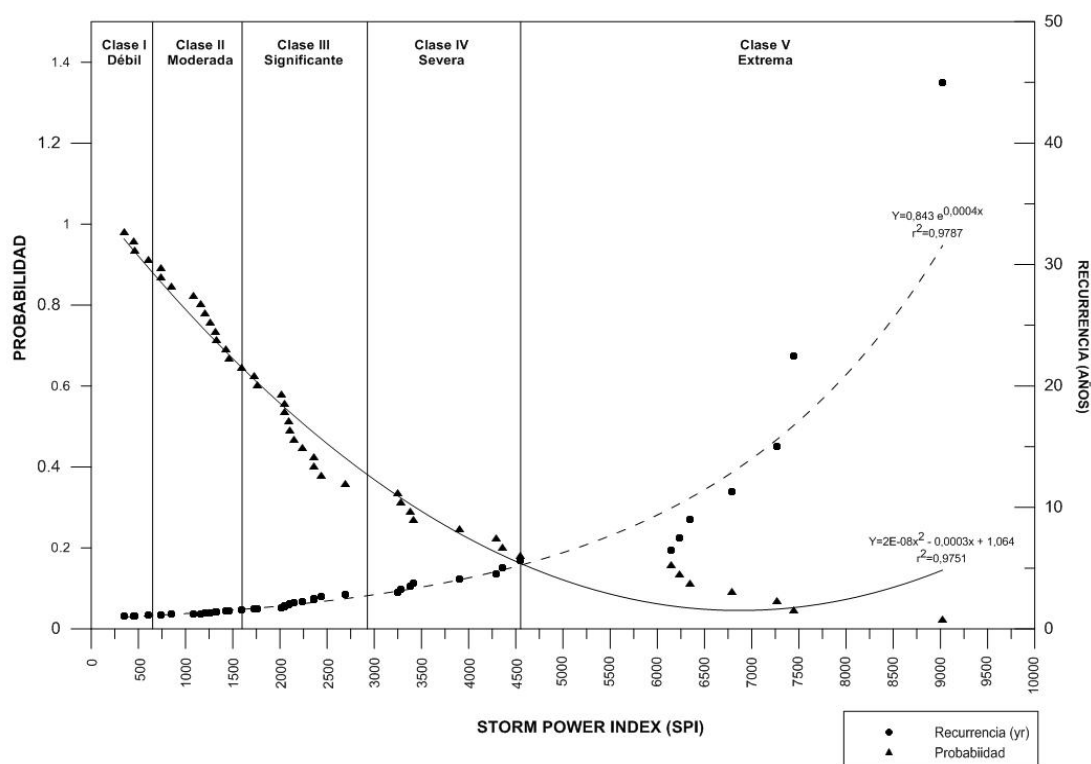


Figura 4.10. Periodos de recurrencia y probabilidad para temporales de oleaje en el golfo de Cádiz.

4.3.2 Escala local – datos de boya

4.3.2.1 Distribución estacional del oleaje

Los datos derivados de la boya nº 1316 muestran un claro patrón cíclico en cuanto a las variaciones en la altura promedio mensual (H_s) como en el percentil 99 (H_{s99}). Las olas son usualmente bajas ($H_s < 0,8$ m, $H_{s99} < 1,8$ m) durante los meses de mayo- agosto (finales de primavera – verano), registrando valores mínimos durante el mes de agosto ($H_s = 0,6$ m, $H_{s99} = 1,22$ m). Durante la temporada invernal, el oleaje incrementa rápidamente su altura, alcanzado valores máximos ($H_s = 1,2$ m y $H_{s99} = 3,1$ m) durante los meses de diciembre – enero. Estos valores son muy similares a los descritos previamente para el punto de predicción HIPOCAS ubicado frente a la costa de la ciudad de Cádiz. En lo que respecta a la dirección de aproximación del oleaje, la figura 4.11 muestra un marcado dominio de los oleajes provenientes del III y IV cuadrantes. A su vez, de estos dos cuadrantes siempre proceden los temporales (oleajes mayores de 2,5 m de altura). Dentro de este análisis también se destaca una presencia significativa de datos provenientes del II cuadrante (SSE).

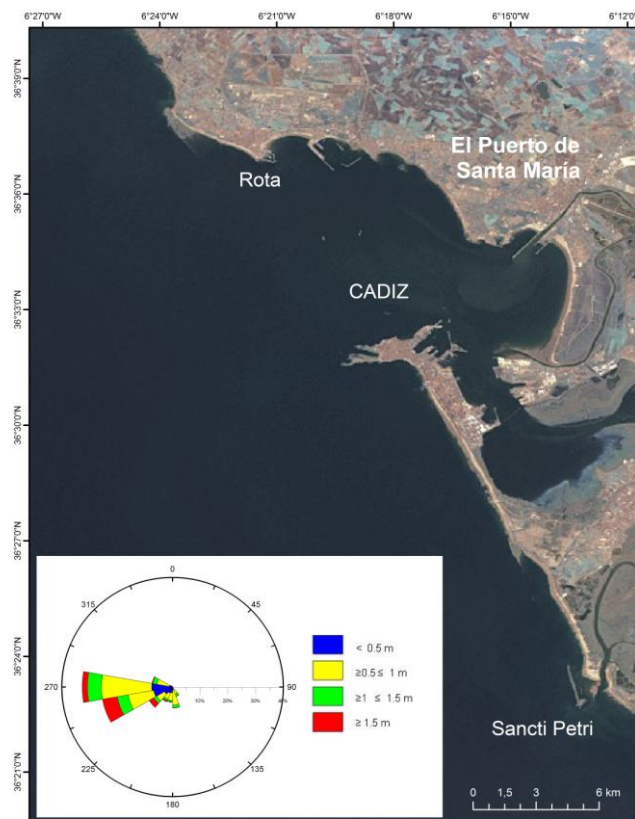


Figura 4.11. Rosa de oleaje realizada a partir de los datos colectados por la Boya nº 1316 en la costa de Cádiz.

4.3.2.2 Tendencias observadas

Las tendencias de la altura promedio mensual de ola (H_s) como del percentil 99 (H_{s99}) durante el periodo 1983 -2012, fueron calculadas mediante análisis de regresión lineal. En la figura 4.12 se observa un descenso en los valores mensuales (-0,0011) y anuales (-0,008) de H_s , mientras que los valores de H_{s99} permanecen constantes. Al igual que para los datos HIPOCAS, se realizaron correlaciones de Pearson encontrándose coeficientes muy bajos que revelan la no significancia estadística de estos datos.

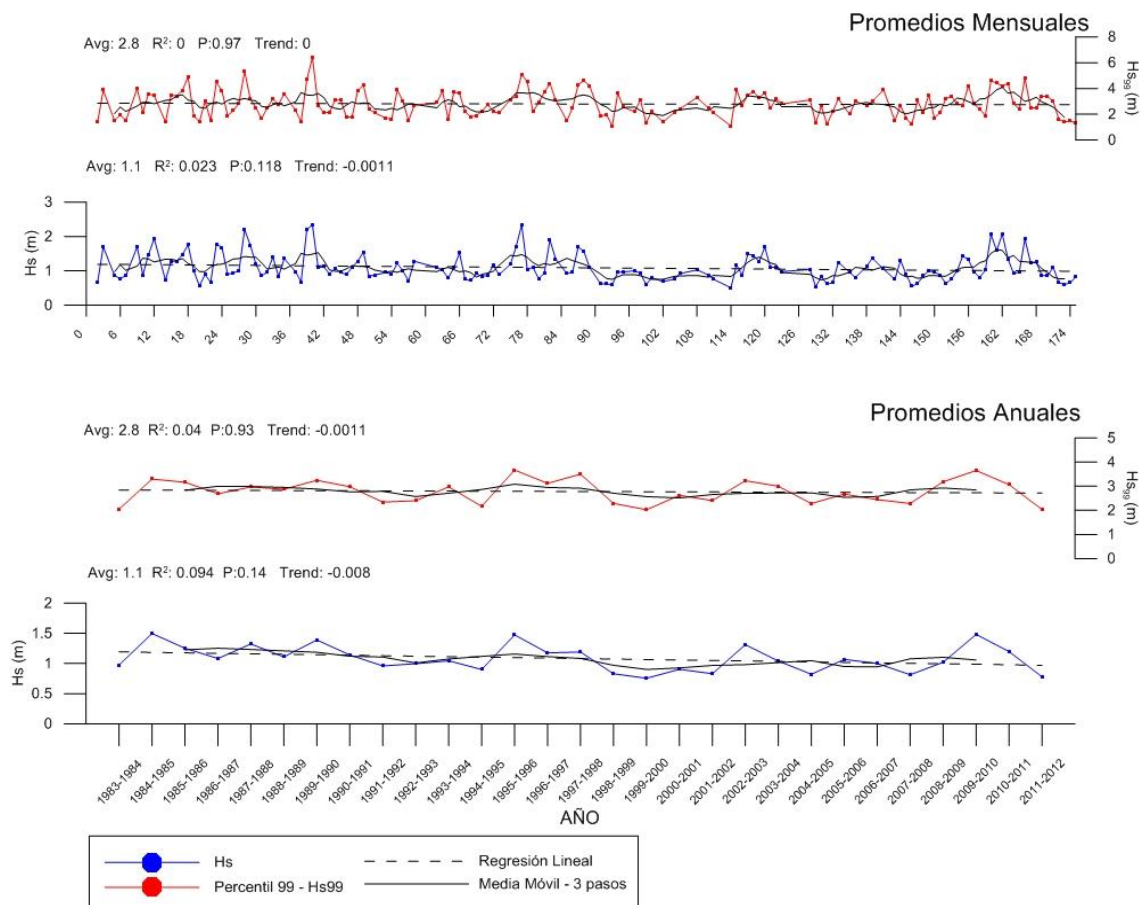


Figura 4.12. Valores promedio mensual y anual de altura de oleaje (H_s) y Percentil 99 (H_{s99}) registrados durante las temporadas invernales 1983- 2012.

Teniendo en cuenta los 29 inviernos estudiados con los datos de la boya nº 1316, se pudo determinar una variación alta en los valores promedio mensuales de altura de ola (Figura 4.12). Los valores bajos de H_s (<0,8 m) se registraron en los inviernos de los periodos 1990-1994, 1998-2001 y 2004-2008; mientras que, los valores máximos de H_s (=1,3 m) se observaron durante los inviernos de los periodos 1995-1996, 1998-2003 y

2009-2010. En lo que respecta a las condiciones de oleaje extremo, el valor más alto observado fue de 7,8 m durante el mes de diciembre del año 1989.

La figura 4.12 también evidencia un comportamiento cuasi periódico de 3-4 años en la recurrencia de valores máximos de altura de ola. Un análisis espectral de la serie de tiempo 1983-2012, basado en la transformación de Fourier, corroboró este dato y mostró una ciclicidad de tres años para las condiciones extremas de oleaje (Figura 4.13). Los periodos de recurrencia y probabilidad de valores máximos anuales de H_s fueron obtenidos aplicando la distribución de valores extremos generalizados (GEV) propuesta por Jenkinson (1995). Mediante este análisis se determinó que la probabilidad de ocurrencia de ola con alturas de 3,0 – 3,5 m se encuentra entre el 86 y el 96 %, mientras que la probabilidad de ocurrencia de olas con alturas superiores a 6 m no supera el 6 %. Los periodos de recurrencia para olas de 4 y 8 m fueron de 5 y 50 años respectivamente.

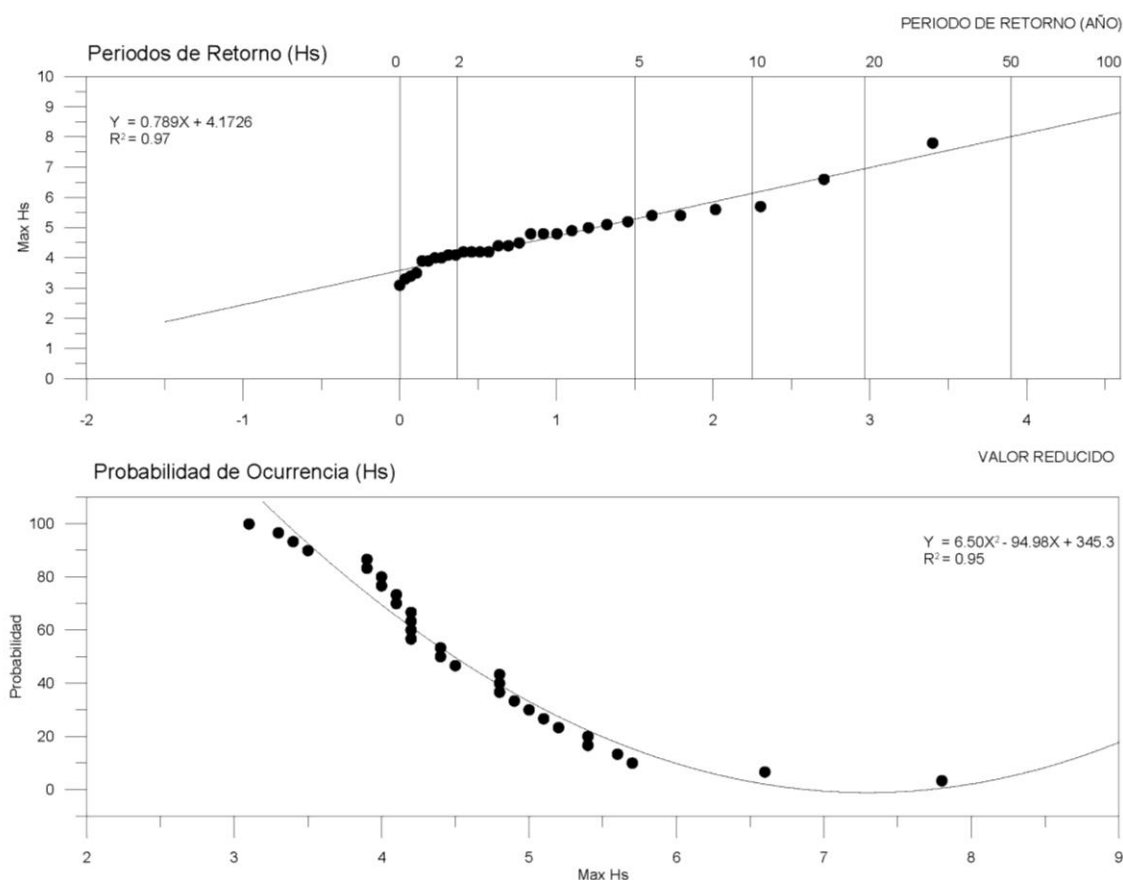


Figura 4.13. Periodos de recurrencia y probabilidad de ocurrencia para los valores máximos anuales de H_s en la ciudad de Cádiz.

4.3.2.3 Clasificación y distribución de temporales

Un total de 139 temporales fueron registrados por la boya nº 1316 durante el intervalo de tiempo 1983-2012. Dentro de las clases I (débil) y II (moderada) se presentaron el 55 % y 33 % de los temporales. La clase III (significante) estuvo constituida por el 8 % de los temporales, mientras que las clases IV (severa) y V (extrema) contabilizaron el 3 % y 1 % de los eventos (Tabla 4.3).

Tabla 4.3. Clasificación de temporales a partir de los datos de la Boya nº 1316 para la costa de Cádiz.

CLASE	RANGO	FRECUENCIA		Hs (m)	T (seg.)	Dmd	DURACION (hr)	SPI (m ² hr)
		n	%	x	x	x	x	x
DEBIL	< 515	74	57	3,4	7,1	254	20	242,4
MODERADO	≥ 516 < 1.225	41	31	4,4	7,5	253	40,2	785,3
SIGNIFICANTE	≥ 1.226 < 2.537	11	9	4,5	7,5	256	89,6	1850
SEVERO	≥ 2.538 < 5.167	2	2	5,1	8,6	250	139,3	3311
EXTREMO	≥ 5.167	1	1	7,8	9,7	253	89	5414

Los valores asociados con la altura de oleaje y duración del temporal presentan variaciones significativas (Tabla 4.3), mientras que los valores de periodo oscilan entre 7 (clase I) y 9.7 s (clase V). Los valores de *Storm Power Index* fueron más grandes que los propuestos por Dolan y Davis (1992) debido a que el umbral de oleaje y las duraciones del temporal fueron más altas de aquellas observadas por dichos autores. En lo que respecta a la distribución mensual de los temporales, las clases I y II fueron observadas a lo largo de toda la temporada invernal, la clase III desde noviembre hasta marzo y las clases IV y V solo durante los meses de diciembre y enero, siendo este último mes el más energético. Un análisis de procedencia mediante una rosa de oleaje (Figura 4.14) permitió definir el III cuadrante como lugar de origen de todos los temporales.

La distribución del número de temporales, duración y sumatoria de *Storm Power* durante los 29 años estudiados es presentada en la figura 4.15. Se observa que los períodos con mayor número de temporales correspondieron con los inviernos 2009-2010 (12 temporales), 1995-1996 y 2002-2003 (10 temporales) y 1993-1994 (8 temporales). A pesar de algunos picos anómalos, los inviernos de 1883-1984 hasta

1986-1987, de 1990-1991 hasta 1992-1993, de 1998-1999 hasta 2001-2002 y de 2003-2004 hasta 2008-2009 presentaron los valores más bajos en cuanto al número y duración de temporales (Figura 4.15). La media móvil (de 3 pasos) no mostró una tendencia clara en la ocurrencia de los temporales, sin embargo evidenció un comportamiento cíclico de 6 a 7 años de los eventos de mayor energía, con picos marcados durante los inviernos 1989-1990, 1995-1996, 2002-2003 y 2009-2010.

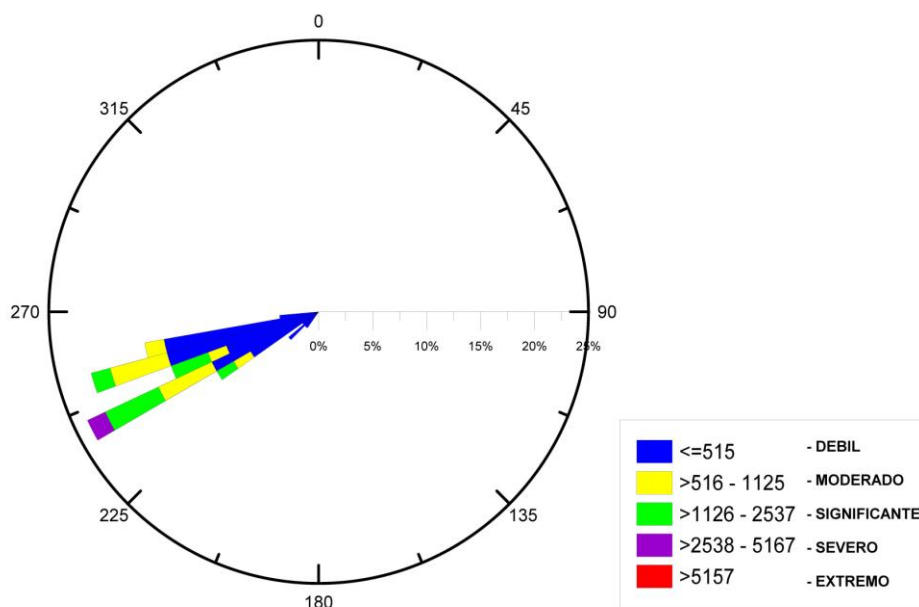


Figura 4.14. Direcciones de procedencia de los temporales en la zona costera de la ciudad de Cádiz.

Por medio de regresiones lineales, análisis de Mann-Kendall y test de Wilcoxon, se pudo confirmar que no existe ningún tipo de tendencia en el número de temporales, duración y sumatoria de los valores de *Storm Power*. De igual forma, estos análisis confirmaron los periodos de recurrencia de 6 a 7 años previamente calculados. Con el objetivo de establecer con exactitud la periodicidad de los temporales, se calcularon los periodos de retorno y probabilidad de ocurrencia por medio de la distribución de Gumbel, estos son presentados en la figura 4.16.

De esta figura se puede concluir que la probabilidad de ocurrencia de temporales correspondientes a la clase I es del 96 % (por lo menos un evento al año) mientras que para los temporales de la clase V es del 3 %. Los periodos de retorno para los temporales extremos (clase V) están en el orden de 25 años, mientras que este valor

oscila de 6 a 8 años para los temporales de las clases III y IV. Por último, las clases I y II mostraron un periodo de recurrencia que fluctuó entre 1 y 3 años.

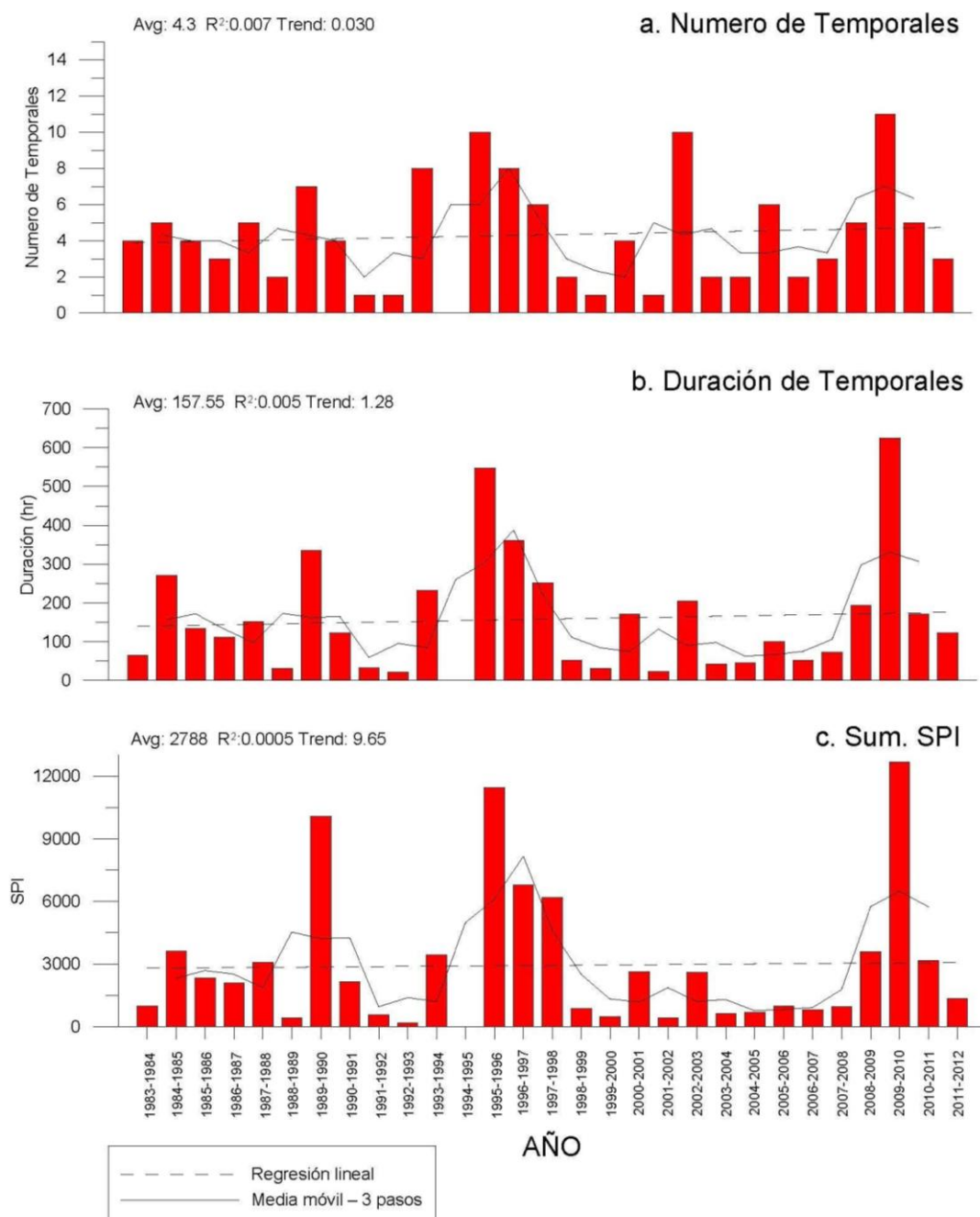


Figura 4.15. Distribución del número de temporales, duración y sumatoria de *Storm Power* por año en la zona de Cádiz.

4.4 DISCUSIÓN

4.4.1 Clima marítimo y tendencias

El análisis realizado en este capítulo ratifica la **naturaleza estacional** del clima marítimo dentro del golfo de Cádiz. Este comportamiento confirma las observaciones

presentadas en el Cap. 2 y en los trabajos realizados a lo largo del litoral de Cádiz y más en general en el golfo de Cádiz, por Sánchez (1988), Muñoz-Pérez (1996), Menéndez et al. (2004), Anfuso y Gracia (2005) y Rangel y Anfuso (2011).

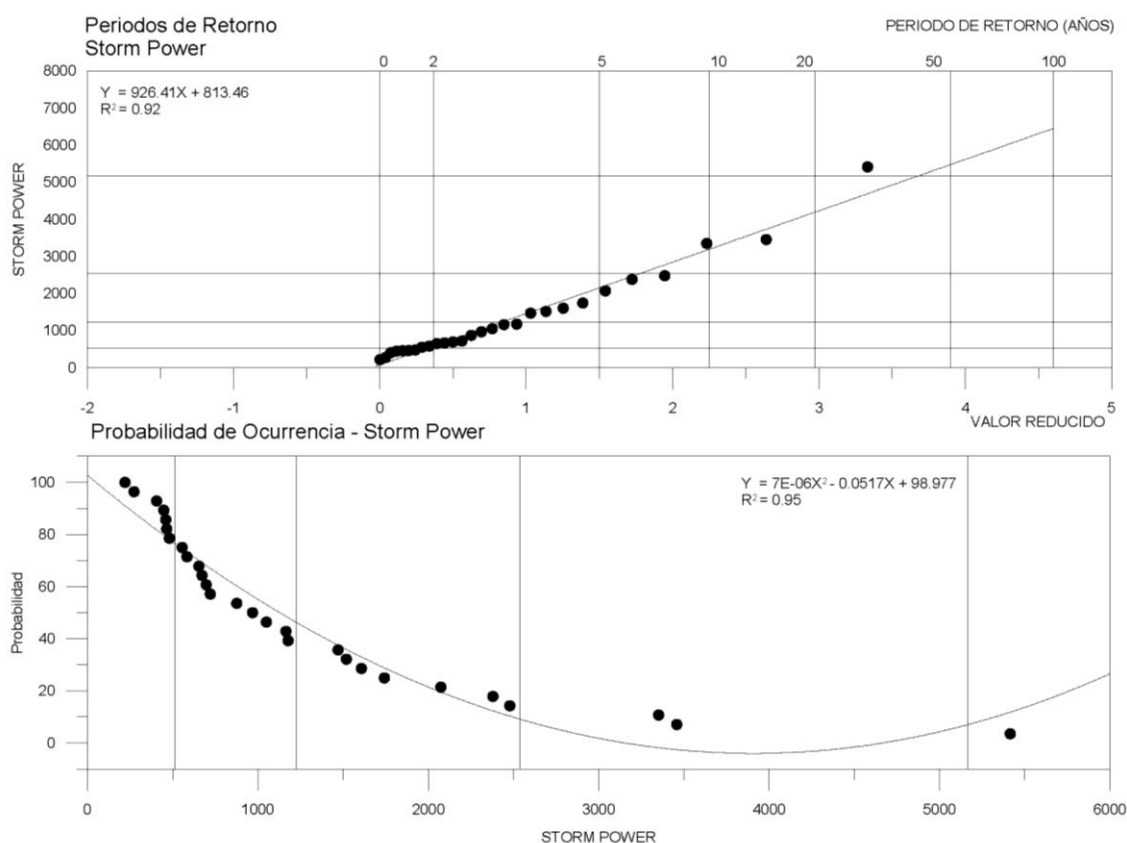


Figura 4.16. Periodos de recurrencia y probabilidad de ocurrencia de temporales en la ciudad de Cádiz.

La distribución de los temporales en clases es muy similar a la obtenida por Dolan y Davis (1992), Moritz y Moritz (2006) y Mendoza y Jiménez (2008) en estudios llevados a cabo en Estados Unidos y España.

El periodo de recurrencia de los temporales más importantes calculados con los datos de la boya es muy similar al obtenido con los datos HIPOCAS y a las periodicidades propuestas para Cádiz y Huelva por Muñoz-Pérez y Enríquez (1998) y Rodríguez et al. (2003), para Faro (en Portugal, 7-8 años) por Ferreira et al. (2009) y Almeida et al. (2011) y para la parte sur del Atlántico Norte por WASA (1998) y Matulla et al. (2007). El periodo de recurrencia de los temporales menos importantes (clases I-III) fluctuó

entre 1 y 3 años, valores muy parecidos a la recurrencia de 2-3 años calculada en Cádiz y Huelva por Muñoz-Pérez y Enríquez (1998) y Rodríguez et al. (2003).

En lo que respecta a la **distribución de años energéticos** (años con más temporales), la información presentada en este capítulo coincide con los datos locales y regionales presentados por Rodríguez et al. (2003), Ferreira et al. (2009), Almeida et al. (2011), y Rangel y Anfuso (2011 y 2012). Por ejemplo, Rodríguez et al. (2003), mediante datos de viento, lograron identificar 8 años energéticos en el litoral de Huelva durante el periodo 1962-1999. De estos ocho años, dos coincidieron con las tres temporadas invernales más fuertes registradas después de 1983 (1989-1990 y 1995-1996) y a su vez estos fueron dos de los años que registraron los valores más altos de *Storm Power*.

Buena correspondencia se observó también con los datos propuestos por Almeida et al. (2011) basados sobre datos HIPOCAS y datos tomados en tiempo real en el área de Faro (SO de Portugal). Dichos autores encontraron que los años más energéticos fueron 1987, 1989, 1995, 1996, 1997, 2002, 2003 y 2009. Todos estos años, excepto 2003, confirman las observaciones realizadas en este estudio, debido a que estos años estuvieron caracterizados por altos números y duraciones de temporales junto a valores altos de *Storm Power* (Figura 4.15).

Comparando los datos analizados en este capítulo con las observaciones llevadas a cabo en el Norte de Europa por O'Connor et al. (2011), se pudo determinar cierta correspondencia en lo que respecta a la distribución de temporales. Estos autores examinaron la frecuencia de eventos extremos de viento en el Norte de Irlanda encontrando un pico energético al iniciar los años '90, el cual fue seguido por un decrecimiento energético hasta el año 2009. Las condiciones más energéticas registradas en el trabajo de O'Connor et al. (2011) fueron observadas en los periodos 1995-1996, 1996-1997, 2002-2003 y 2009-2010. A su vez condiciones climáticas extremas y muy similares fueron registradas durante el mismo periodo de tiempo en Gales (Phillips, 2008; Phillips y Crisp, 2010; Thomas et al., 2011), Lituania (Dailidiene et al., 2001; Kelpsaite et al., 2011), Estonia y el sur del Golfo de Finlandia (Suusaar, 2010). Estos autores reportaron cambios en la velocidad y dirección del viento, variaciones

anómalas en los registros de temperatura y un aumento significativo en el daño a estructuras costeras a causa del impacto de los temporales.

Las tendencias observadas en este estudio se pueden dividir en cuatro fases climáticas:

- I) En los finales de los '50 se da una aparente homogeneidad en la ocurrencia de temporales (promedio de 7 temporales cada año).
- II) Desde mediados de los años '60 hasta mediados de los años '70, periodo de tiempo caracterizado por un leve decrecimiento en la ocurrencia de temporales.
- III) Entre mediados de los '70 y '80 se observan leves incrementos en el número y horas bajo condiciones de temporal.
- IV) Decrecimiento de los parámetros considerados a mediados de los '90, con la presencia de tres picos (extremos) correspondientes a los inviernos 1995-1996, 2002-2003 y 2009-2010.

Estas cuatro fases concuerdan con los resultados obtenidos por Davis et al. (1993), WASA (1998), Ferreira et al. (2009) y Almeida et al. (2011). De lo anterior se puede concluir que la variabilidad cíclica observada no ha cambiado de forma significativa a través del tiempo, sugiriendo que las cantidades mínimas (casi nulas) de variación y el comportamiento cuasi-periódico descrito pueden ser el común denominador en los próximos años.

Finalmente, cabe destacar como estudios realizados a una escala mundial indican que en la parte norte del océano Atlántico la actividad ciclónica, junto a las alturas de oleaje, han aumentado desde principios de los años '50 (Bacon y Carter, 1991; Allan y Komar, 2000; Graham y Díaz, 2001; Geng y Sugi, 2001; Gulev et al., 2001; Dupuis et al., 2006; Komar y Allan, 2008; Soomere, 2008; Dodet et al., 2010). A su vez, autores como Wang y Swail (2000), Swail et al. (2000) y Dodet et al. (2010), demuestran lo contrario señalando descensos en estos mismos parámetros hacia latitudes medias y bajas. A escalas tanto regional como local autores como Ferreira et al. (2009), Almeida et al.

(2011), y Rangel y Anfuso (2011 y 2012), por medio del análisis independientes de oleaje y temporales (duración e intensidad), determinaron la no existencia de una tendencia general (ya sea un aumento o disminución) en las alturas de ola y temporales dentro del golfo de Cádiz. El análisis de las tendencias realizado en este capítulo revela que ninguno de los parámetros asociados al clima marítimo del área de estudio muestra un aumento o descenso significativo durante el periodo de tiempo estudiado, lo cual coincide con las investigaciones previamente mencionadas.

4.4.2 Temporales y relación con los patrones de teleconexión regionales

En este capítulo se realizaron análisis de regresión lineales junto a test de correlación de Pearson entre los valores anuales - mensuales de altura de oleaje, parámetros asociados a los temporales y los patrones de teleconexión regionales. Este análisis dio diferentes resultados los cuales son presentados en las tablas 4.4a y 4.4b.

Los análisis de regresión lineal múltiple indicaron que aproximadamente el 40 % del cambio en los valores mensuales de altura de ola y parámetros de temporal están asociados a los cambios en los 8 patrones de teleconexión empleados en este trabajo. Este mismo análisis determinó que los más importantes impulsores de cambio son la Oscilación Ártica (AO) con el 22 % y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) con el 20 %, ambos son patrones importantes en la variabilidad climática y cambios a corto y largo plazo en el Norte del océano Atlántico, Europa y la cuenca del Mediterráneo (Türkeş y Erlat, 2008).

Tabla 4.4. Correlaciones de Pearson para valores anuales (a) y mensuales (b) de oleaje e índices de temporales. En negrilla los valores con significancia estadística.**A) Valores anuales.**

Patrón de Teleconexión		H ₅ –Valor Mensual	H ₅₉₉	Número de Temporales	Duración de Temporales	Promedio de Duración	Máxima Duración	SUM SPI	AVG SPI	MAX SPI
Oscilación del Atlántico Norte(NAO)	Correlación	-0,48	-0,59	-0,51	-0,50	-0,33	-0,52	-0,42	-0,25	-0,23
	Valor P	0,01	0,00	0,01	0,01	0,09	0,01	0,03	0,21	0,25
	r ²	0,23	0,35	0,26	0,25	0,11	0,27	0,17	0,06	0,05
Atlántico Este (EA)	Correlación	0,33	0,34	0,32	0,31	0,25	0,24	0,32	0,31	0,30
	Valor P	0,09	0,08	0,11	0,11	0,20	0,22	0,10	0,12	0,13
	r ²	0,11	0,12	0,10	0,10	0,06	0,06	0,10	0,10	0,09
Atlántico Este/Rusia Oeste(EA/WR)	Correlación	0,13	0,10	-0,13	-0,15	-0,11	-0,20	-0,11	-0,08	-0,11
	Valor P	0,52	0,62	0,53	0,47	0,59	0,33	0,59	0,70	0,59
	r ²	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01
Escandinavia (SCAND)	Correlación	0,45	0,48	0,41	0,38	0,35	0,44	0,23	0,13	0,06
	Valor P	0,02	0,01	0,03	0,05	0,07	0,02	0,26	0,53	0,78
	r ²	0,21	0,23	0,17	0,14	0,13	0,20	0,05	0,02	0,00
Patrón Polar/Eurasia (POL)	Correlación	0,11	0,06	-0,08	-0,10	-0,09	-0,06	-0,07	-0,07	-0,09
	Valor P	0,58	0,76	0,70	0,63	0,67	0,78	0,72	0,72	0,64
	r ²	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Oscilación Ártica (AO)	Correlación	-0,43	-0,47	-0,52	-0,51	-0,34	-0,46	-0,39	-0,22	-0,16
	Valor P	0,03	0,01	0,01	0,01	0,09	0,02	0,04	0,26	0,42
	r ²	0,18	0,22	0,27	0,26	0,11	0,21	0,15	0,05	0,03
Patrón Pacífico/Norteamericano (PNA)	Correlación	-0,09	-0,13	0,11	-0,03	-0,16	-0,12	-0,06	-0,14	-0,19
	Valor P	0,67	0,52	0,57	0,89	0,44	0,54	0,77	0,48	0,33
	r ²	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,04
Pacífico este/Pacífico Norte (EP/NP)	Correlación	-0,07	-0,12	0,11	-0,03	-0,16	-0,12	-0,07	-0,16	-0,22
	Valor P	0,72	0,56	0,60	0,88	0,42	0,55	0,72	0,43	0,28
	r ²	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03	0,05

B) Valores mensuales.

Patrón de Teleconexión		H ₅ –Valor Mensual	H ₅₉₉	Número de Temporales	Duración de Temporales	Promedio de Duración	Máxima Duración	SUM SPI	AVG SPI	MAX SPI
Oscilación del Atlántico Norte(NAO)	Correlación	-0,43	-0,46	-0,49	-0,40	-0,36	-0,38	-0,35	-0,33	-0,33
	Valor P	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001
	r ²	0,18	0,22	0,24	0,16	0,13	0,14	0,12	0,11	0,11
Atlántico Este (EA)	Correlación	0,14	0,07	0,06	0,08	0,13	0,11	0,09	0,17	0,16
	Valor P	0,11	0,42	0,49	0,35	0,13	0,21	0,29	0,06	0,07
	r ²	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02
Atlántico Este/Rusia Oeste(EA/WR)	Correlación	0,16	0,07	0,07	-0,01	0,00	0,01	-0,02	0,00	0,00
	Valor P	0,06	0,44	0,41	0,94	0,96	0,91	0,82	0,99	0,96
	r ²	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Escandinavia (SCAND)	Correlación	0,22	0,20	0,18	0,21	0,17	0,22	0,17	0,17	0,12
	Valor P	0,01	0,02	0,03	0,02	0,05	0,01	0,04	0,04	0,18
	r ²	0,05	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,01
Patrón Polar/Eurasia (POL)	Correlación	0,00	0,03	-0,04	-0,07	-0,06	-0,03	-0,05	-0,02	-0,03
	Valor P	0,96	0,73	0,68	0,42	0,50	0,70	0,53	0,81	0,76
	r ²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Oscilación Ártica (AO)	Correlación	-0,47	-0,43	-0,51	-0,48	-0,43	-0,44	-0,40	-0,39	-0,37
	Valor P	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001
	r ²	0,22	0,19	0,26	0,23	0,18	0,20	0,16	0,15	0,14
Patrón Pacífico/Norteamericano (PNA)	Correlación	0,07	0,04	0,11	0,05	0,01	0,02	0,05	0,05	0,07
	Valor P	0,40	0,63	0,23	0,58	0,94	0,81	0,57	0,59	0,41
	r ²	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Pacífico este/Pacífico Norte (EP/NP)	Correlación	0,00	0,00	0,06	-0,01	-0,05	-0,03	0,00	0,00	0,03
	Valor P	0,98	0,98	0,46	0,95	0,60	0,70	0,98	0,96	0,76
	r ²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

La Oscilación Ártica (AO) es un patrón de circulación atmosférica ubicado sobre la latitud 20° N que refleja las variaciones no estacionales de presión a nivel del mar y que varía con el tiempo sin tendencia y periodicidad definida. Este patrón está caracterizado por dos anomalías de presión que presentan signos opuestos, una localizada en el Ártico y la otra centrada sobre las latitudes 35-37° N (Thompson y Wallace, 1998). La AO es una relación causal, y por tanto predictiva, del clima que interviene sobre núcleos de población importantes de Europa y Norteamérica. Se ha logrado determinar que los valores negativos de AO juegan un papel importante en la determinación de condiciones extremas (altas precipitaciones, vientos fuertes, entre otras) sobre el Hemisferio Norte y en particular sobre el NE de Estados Unidos, el Mar Mediterráneo y China (Thompson y Wallace, 2000; Higgins et al., 2002; Wettstein y Mearns, 2002; Xoplaki, 2002; Türkes y Erlat, 2008; Mao et al., 2011).

Al mismo tiempo, la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) puede ser definida como la diferencia de presión normalizada a nivel del mar calculada entre las estaciones ubicadas en las Azores (Ponta Delgada) o el sur de Europa (como Gibraltar y Lisboa) y una estación ubicada en Islandia (Stykkisholmur). Los valores negativos de la NAO dan lugar a cambios significativos en los vientos superficiales del Oeste a través del Atlántico Norte que a la larga afectan e impactan de manera negativa las costas de las Azores y el Oeste de Europa (Andrade et al., 2008). En este sentido, la severidad de los inviernos en el Norte y Oeste de Europa (WMO, 1995; Esteves et al., 2011; Thomas et al., 2011), las anomalías en la temperatura (Hurrell, 1995; Trigo et al., 2002), la intensidad y frecuencia en las precipitaciones y temporales a lo largo de la Península Ibérica (Muñoz-Díaz y Rodrigo, 2003; Gallego et al., 2005; Almeida et al., 2011) están parcialmente influenciadas por este patrón de teleconexión.

La importancia relativa de la NAO en el desarrollo de eventos extremos en el Hemisferio Norte fue confirmada en este capítulo y a su vez coincide con lo afirmado por Matulla et al. (2007) y Andrade et al. (2008). Estos autores demostraron que la NAO no era particularmente determinante en la generación de condiciones de temporal en el centro de Europa y a su vez determinaron tan solo una “responsabilidad parcial” de este patrón de teleconexión sobre los temporales en las

Azores ocurridos entre 1865 y 2009. Las hipótesis anteriores son muy similares a los resultados obtenidos por Allan et al. (2009), que determinaron una baja correlación entre la distribución de temporales sobre las Islas Británicas y la NAO, y Almeida et al. (2011), quienes indicaron que las variaciones del índice NAO no eran exclusivamente responsables de los cambios en la altura de ola y fenómenos temporales a lo largo de la costa sur de Portugal.

Teniendo en cuenta que la AO y la NAO fueron los principales responsables en los cambios de la ocurrencia de temporales sobre el área de estudio (Tabla 4.4b), sus relaciones con el número y duración de temporales fueron objeto de estudio mediante el análisis de medias móviles (Figura 4.17). Con el fin de facilitar el análisis, la NAO fue dividida en cinco fases (fuertemente negativa, negativa, neutral, positiva y fuertemente positiva) según lo propuesto por Pinto et al. (2009) y Donat et al. (2010).

Las fases negativas de la NAO y AO presentan un cierto nivel de correlación con los diferentes índices, por ejemplo con el número (NAO: $P -0.5$ r^2 0.24; AO: $P -0.5$ r^2 0.26) y duración de temporales (NAO: $P -0.4$ r^2 0.16; AO: $P -0.5$ r^2 0.23, Tabla 4.4). Es interesante resaltar que un gran número de temporales, largas duraciones y aumentos en los valores de *Storm Power* se observaron sólo cuando se dieron al mismo tiempo: i) fases neutrales a fuertemente negativas de la NAO y AO (89 tormentas y 3.355 horas) ó ii) cuando ocurrió un cambio abrupto de fase (es decir un movimiento de una fase positiva a negativa sin pasar por una fase neutral).

Rogers y McHugh (2002) examinaron si la NAO y AO eran modos espaciales inseparables de la circulación atmosférica en el Hemisferio Norte, este análisis se efectuó mediante el estudio de los campos de presión atmosférica a nivel del mar durante la primavera, verano y otoño, revelando que ambos patrones ocurren regionalmente de forma separada, y a su vez, están divididos en dos componentes principales. Un comportamiento similar fue descrito por Thompson y Wallace (1998), quienes observaron que la AO se asemeja a la NAO en numerosos aspectos. Estos autores determinaron que la AO se diferencia de la NAO en su centro de acción principal, el cual cubre mucho más la zona Ártica, dándole una apariencia zonal más

simétrica. Por lo tanto, a pesar de que la AO y la NAO se parezcan entre sí, hay una clara distinción que podría jugar un papel fundamental en la determinación de los mecanismos físicos que controlan la variabilidad del clima en el Hemisferio Norte (Wallace, 2000).

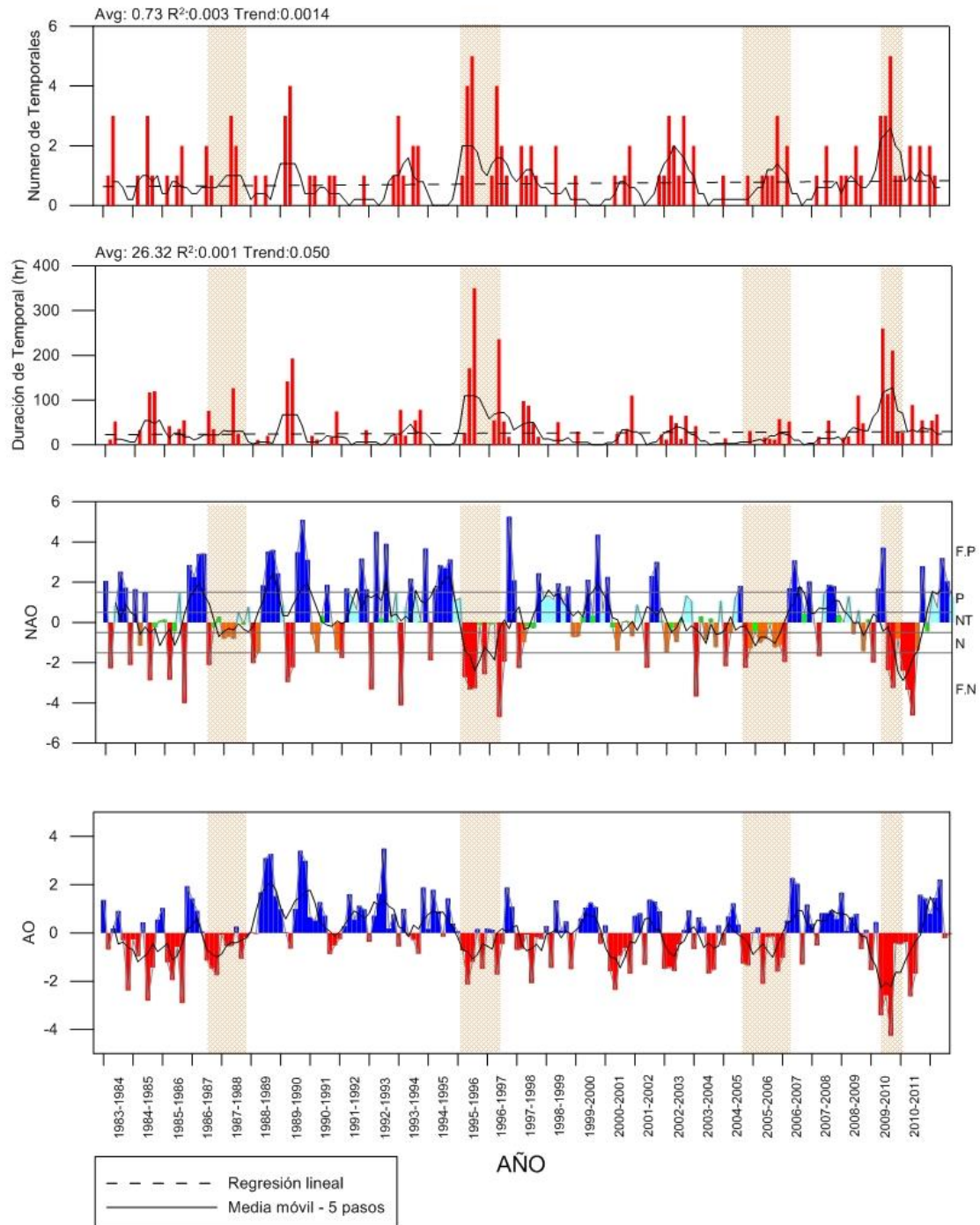


Figura 4.17. Valores mensuales de: i) número, ii) duración de temporales, iii) Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y iv) Oscilación Ártica (AO). Los polígonos rojos resaltan algunos de los inviernos más energéticos. Fases de la NAO: F.N.: fuertemente negativa, N: negativa, N.T: neutra, P: positiva y F.P. fuertemente positiva.

En el golfo de Cádiz los inviernos 1963-1964, 1987-1988, 1995-1996, 2005-2006 y 2009-2010 se caracterizaron por ser los más intensos en los últimos 50 años (Figura 4.17). El gran número de temporales acaecidos durante estos inviernos trajo consigo pérdidas económicas importantes y daños a lo largo de toda el área de estudio (Ballesta et al., 1998; Reyes et al., 1999; Anfuso y Gracia, 2005; Ribera et al., 2011). De especial importancia fue la temporada invernal 2009-2010, la más energética de la última década, que registró 12 temporales equivalentes a 614 horas (26 días). El carácter excepcional del invierno 2009-2010 fue confirmado por diversos estudios entre los que se destacan los efectuados por Cattiaux et al. (2010) y Cohen et al. (2010), estos autores concluyeron que este invierno fue uno de los más fríos desde 1949 en toda Europa y, además de las bajas temperaturas, se dieron copiosas precipitaciones y fuertes tormentas de nieve en la mayoría de los centros urbanos de los países industrializados del Hemisferio Norte.

Los eventos extremos previamente mencionados estuvieron estrechamente ligados a la persistencia de fases negativas en los índices AO y NAO (Figura 4.17) y a un excepcional episodio de circulación atmosférica en el Hemisferio Norte (Wang et al., 2010), el cual se vio reflejado en la distribución de las anomalías en las alturas geopotenciales a 500 mb (Figura 4.18). Este episodio mostró un fuerte patrón hemisférico zonal, con presiones altas (anómalas) sobre el polo durante el invierno 2009-2010 (Figura 4.18). Este tipo de episodio favorece la ocurrencia de fases negativas de la AO y NAO al mismo tiempo (Thompson y Wallace, 1998; L'Heureux et al., 2010). Resultados similares fueron registrados por Cohen et al. (2010) y L'Heureux et al. (2010), quienes destacaron que la fase negativa de AO de diciembre de 2009 fue producto de una ocurrencia inusual de dos eventos de acoplamiento troposfera-estratosfera (NAO-AO) que se desarrollaron con una rapidez mayor de la usual y de forma consecutiva. Patrones de circulación y valores de AO-NAO similares (Figuras 4.17 y 4.18) se observaron durante los inviernos 1963-1964, 1987-1988, 1995-1996 y 2005-2006. Como se mencionó anteriormente, estos años se caracterizaron por presentar un alto número de temporales y daños a lo largo de todo el golfo de Cádiz (Rangel y Anfuso 2011; Almeida et al., 2012; Del Río et al., 2012).

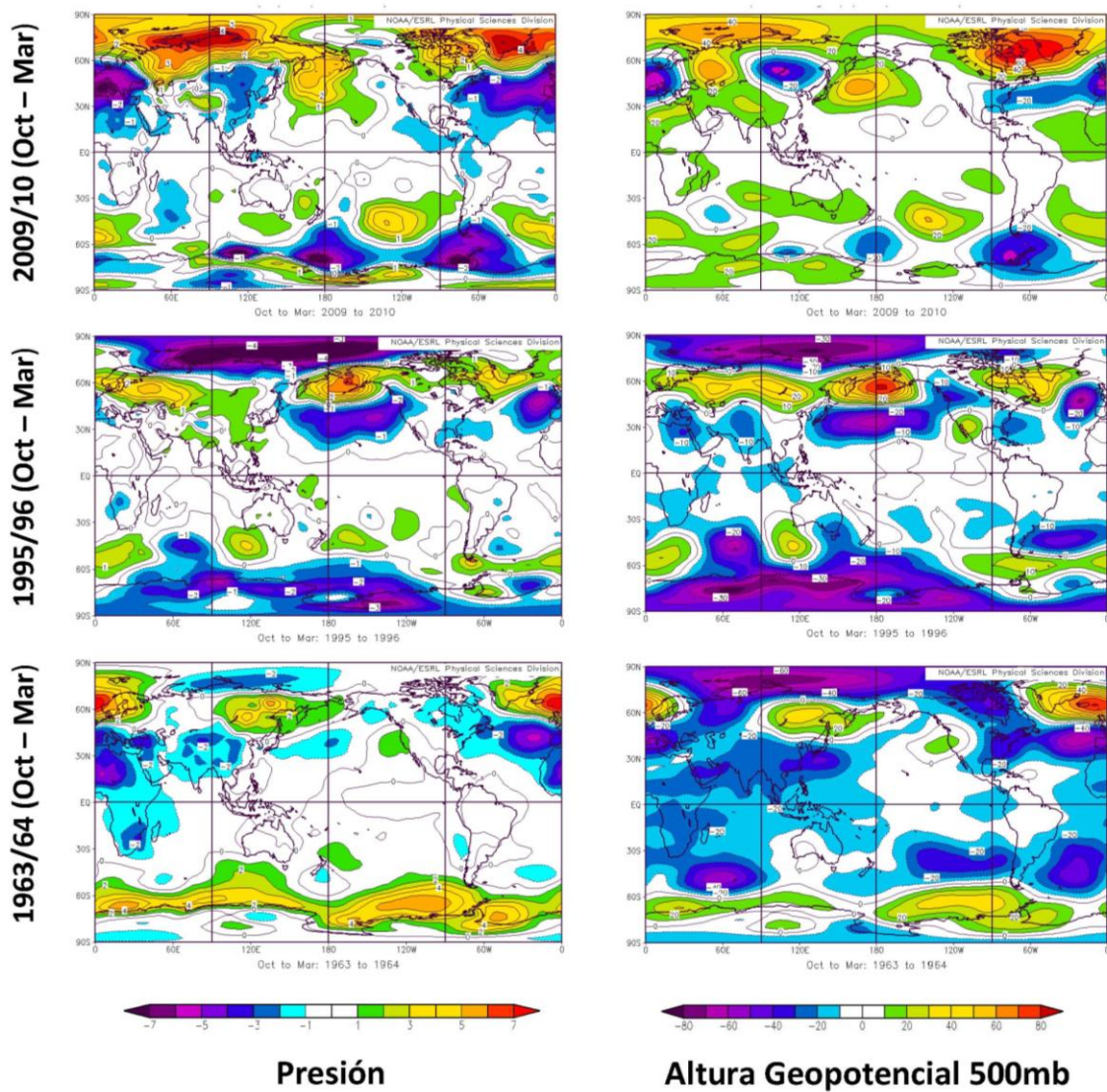


Figura 4.18. Presión y alturas geopotenciales a 500mb observadas durante los periodos 1963-1964, 1995-1996 y 2009-2010.

Considerando el comportamiento decenal de los valores anuales de la AO y NAO se pudo observar (Figura 4.19):

- Dominio casi absoluto de valores negativos de AO y NAO en los '60.
- Presencia de valores positivos de AO y NAO en la primera mitad de los '70.
- Valores negativos de AO en la segunda parte de los '70 hasta mediados de los '80.
- Predominio de valores positivos de AO y NAO en las ultimas 3 décadas.

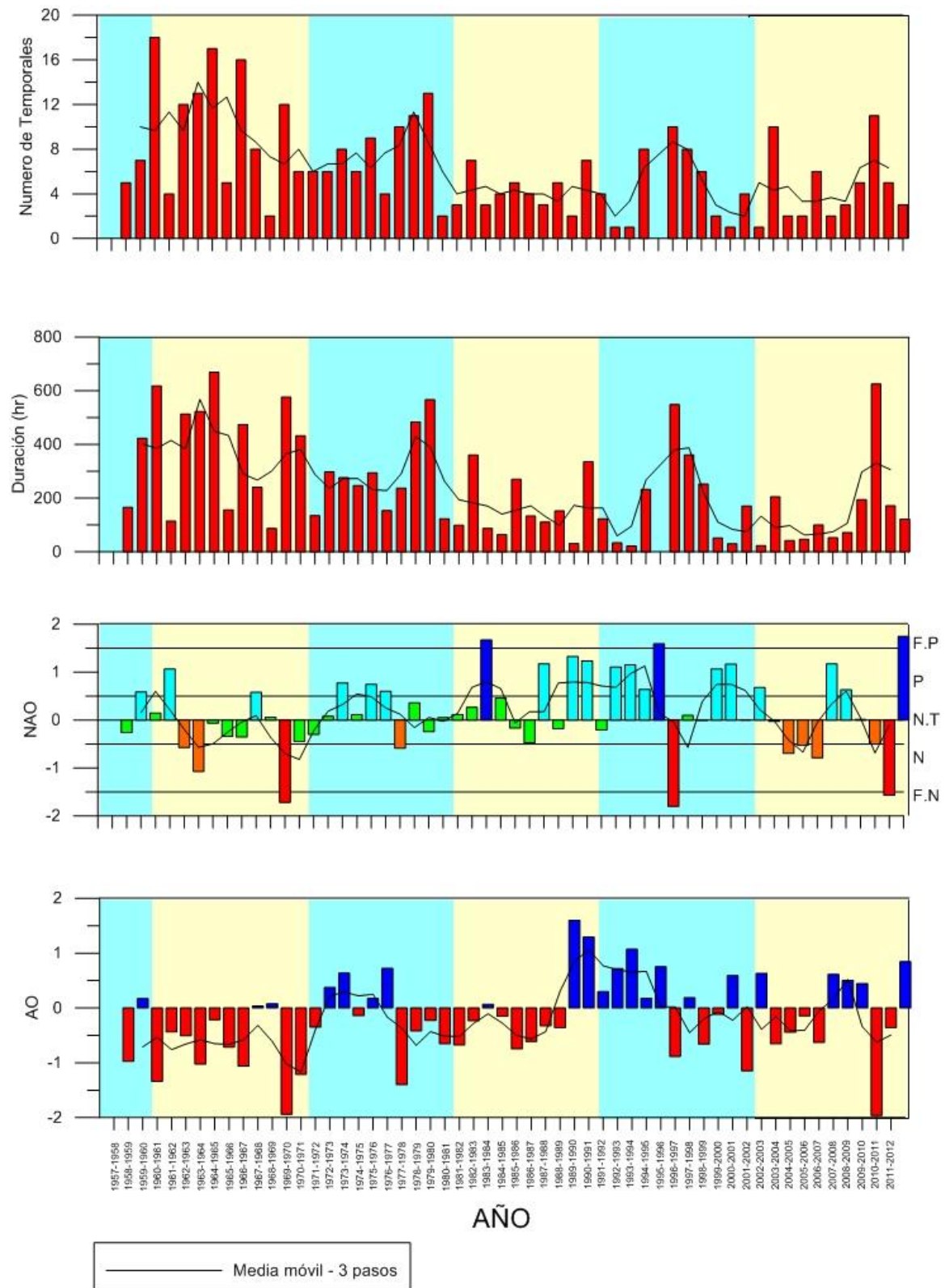


Figura 4.19. Valores anuales del número y duración de temporales, así como de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y la Oscilación Ártica (AO). Fases de la NAO: F.N: fuertemente negativa, N: negativa, N.T: neutral, P: positiva y F.P. fuertemente positiva.

Los '80 fue una década caracterizada por el dominio general de índices NAO positivos que fluctuaron entre las fases neutrales y las fuertemente positivas (Figura 4.19). A su vez la AO presentó fases negativas desde 1980 hasta 1988 y fases positivas desde 1988 hasta 1994. Considerando el número y la duración de temporales, la década de los '80 puede ser considerada como una época de “calma” debido a las bajas condiciones energéticas observadas.

Durante los '90 los índices NAO y AO presentaron un dominio de las fases positivas, siendo 1995 el único año que registró valores de la NAO negativos (fuertemente negativos). Para esta década, los patrones de teleconexión regional y la baja actividad de temporales (excepto en 1995) encontrados en este estudio, coincidieron con lo reportado por WASA (1998) en el NE del Atlántico, por Ferreira et al. (2009) y Almeida et al. (2011) en Portugal, y por Rangel y Anfuso (2011) en el golfo de Cádiz.

Por último, entre los años 2000 y 2010, se presentó un comportamiento cíclico de los índices AO y NAO. Este comportamiento se vio reflejado con eventos extremos de oleaje y un alto número de temporales en los inviernos 2002-2003 y 2009-2010 el cual contrastó con condiciones de baja energía entre los años 2004 y 2007.

CAPÍTULO 5

**EVOLUCIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA ENTRE 1976 y 2011.
RELACIONES EXISTENTES ENTRE CAMBIOS HISTÓRICOS DEL
LITORAL, EVENTOS EXTREMOS DE OLEAJE Y PATRONES DE
TELECONEXIÓN REGIONAL**

*Será
Como aquella canción
De los años 80
Seré
Como el tipo que algún día fui*

(Años 80 – Los Piratas)

5.1 INTRODUCCIÓN

Los cambios que sufre la zona litoral se ven reflejados en las variaciones volumétricas del perfil de playa y/o en los desplazamientos lineales de la línea de costa, la cual cambia según una gran variedad de escalas espacio-temporales. El estudio de su comportamiento resulta a veces complicado cuando se pretende reconstruir las tendencias a corto (< 10 años), mediano (10-60 años) y largo plazo (> 60 años) (Carter, 1988; Crowell et al., 1993; Jiménez et al., 1997; Short, 1999).

La evolución de un sistema litoral es esencialmente el resultado de su interacción con los agentes dinámicos como el oleaje, las corrientes y el viento, entre otros. En detalle, Bird (1993) y Forbes et al. (2004) afirmaron que la variabilidad de una zona litoral está relacionada con la respuesta a la intervención de un factor físico o a la combinación de varios de ellos, siendo los más importantes:

- i) Desarrollo de temporales o grupos de temporales (Stone et al., 1996 y 1997; Donnelly et al., 2001; Ferreira, 2005).
- ii) Cambios a escala anual o decenal en las condiciones extremas de oleaje, energía de oleaje, patrones de teleconexión y condiciones morfodinámicas de la zona litoral (Thom y Hall, 1991; Forbes et al., 1997; Zhang et al., 1997)
- iii) Variabilidad estacional en las condiciones de energía de oleaje y/o patrones de circulación en la zona litoral (Masselink y Pattiaratchi, 2001).
- iv) Variaciones a largo plazo en la relación entre clima y aportes sedimentarios (Orford et al., 2001 y 2002).

De todos los procesos naturales que intervienen en la costa, los eventos extremos de oleaje son, sin duda alguna, los que más energía proveen al sistema y los principales responsables de los cambios tanto del perfil, como de la forma en planta de una playa. Un sinnúmero de trabajos han estudiado el comportamiento a corto plazo de zonas litorales sometidas a condiciones extremas de oleaje (Edelman, 1968; Vellinga, 1982; Kriebel y Dean, 1985; Van de Graff, 1994, Cooper et al., 2004; Lei y Cai, 2005). Sin embargo, un número notoriamente inferior han abordado la evolución de la zona

litoral a mediano - largo plazo y la posible relación de su comportamiento con los eventos extremos de oleaje (Van de Graff, 1986; Forbes et al., 2004; Esteves et al., 2011; O'Connor et al., 2011).

Para la bahía de Cádiz, la aplicación de técnicas fotogramétricas inició a mediados de los '70 con los trabajos de Melieres (1974) y Menanteau (1979 y 1997). En los años '80 Guillemot (1986) utilizó imágenes de satélite para el estudio de la Bahía, y en los '90 Muñoz-Pérez y Enríquez (1998) cuantificaron el retroceso del sector costero ubicado entre Chipiona y Rota. Recientemente, en el seno de la facultad de Ciencias del Mar de la Universidad de Cádiz, se han efectuado estudios entre los que se destacan los realizados por Martínez del Pozo (2000), Domínguez (2003), Anfuso et al. (2007), Del Rio (2007) y Rodríguez-Polo (2009). Todos los estudios previamente mencionados abordaron la evolución del litoral de Cádiz a mediano y largo plazo sin ahondar en la posible influencia de los eventos extremos de oleaje.

Desde un punto de vista metodológico, las fotografías aéreas, las imágenes de satélite y las imágenes LIDAR son las fuentes de información más empleadas para el estudio de la variabilidad en la posición de la línea de costa a mediano plazo (Ojeda y Vallejo, 1995; Ojeda, 2002). La precisión y exactitud de las medidas derivadas de estas fuentes dependen de las características propias de la imagen y de la definición de la posición exacta de la línea de costa (Dolan et al., 1980; Crowell et al., 1991; Andres y Byrnes, 1991; Moore, 2000).

Las fotografías aéreas e imágenes de satélite son fuentes de información con plena vigencia debido a que su escala espacial y distribución temporal le otorgan un carácter complementario a otras técnicas más específicas como los levantamientos directos mediante GPS diferencial. Por ello, en un estudio sobre los efectos de los eventos extremos de oleaje sobre la línea de costa, como el que se presenta en este capítulo, la fotografía aérea se convierte en un valioso instrumento que proporciona la información necesaria para el entendimiento de procesos que ocurren a mediana escala temporal (10-60 años).

Dentro de este capítulo se presenta el análisis de la evolución de la línea de costa entre los años 1976 y 2011 mediante el uso de fotografías aéreas de tres zonas litorales de la bahía de Cádiz. Este análisis se efectuó por medio de una cartografía geomorfológica detallada y la reconstrucción de los cambios morfológicos (las variaciones de la línea de costa) experimentados por los sistemas naturales en los últimos años. De igual forma se presenta una cuantificación de las ganancias/pérdidas registradas por los distintos ambientes cartografiados, todo esto bajo la influencia de los eventos extremos de oleaje.

5.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

5.2.1 Áreas de influencia

El análisis de la evolución de la línea de costa que se presenta en este capítulo se realizó en tres áreas ubicadas dentro de las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura, las tres ubicadas en la Provincia de Cádiz (Figura 5.1). La playa de Levante está localizada dentro de la flecha litoral de Valdelagrana en la parte sur de El Puerto de Santa María, la playa de Camposoto está ubicada en la flecha litoral de Sancti Petri, en el término municipal de San Fernando, y la playa de La Cortadura corresponde a un set de dos playas, una urbana y otra seminatural, situadas en la ciudad de Cádiz (Figura 5.1). Cada segmento cuenta con una longitud aproximada de 2 km y presenta diferentes características en cuanto a su comportamiento morfodinámico y el tipo de respuesta ante la intervención de los eventos extremos de oleaje. El análisis comparativo de diferentes sets de imágenes que incluyeron fotografías aéreas, ortoimágenes y ortofotografías tomadas durante el intervalo de tiempo 1976-2011 (Tabla 1.2 – Capítulo 1, Sección 1.8.2) permitió el estudio de la evolución de la línea de costa dentro de los tres sectores previamente mencionados.

Información detallada de cada uno de los sectores, así como de las imágenes empleadas para el análisis, puede ser consultada en la sección 1.4 del capítulo 1 de este documento.



Figura 5.1. Localización general de las playas en donde se efectuó el análisis de la evolución de la línea de costa.

5.2.2 Determinación de grupos de temporales

En este capítulo se pretenden analizar las relaciones existentes entre temporales (ver capítulo 4) y las variaciones de la línea de costa, que han sido investigadas mediante el análisis de un set de imágenes de satélite y fotografías aéreas tomadas con diferente periodicidad (ver capítulo 1). Para evaluar el efecto de los eventos erosivos, debido al espaciado temporal de las imágenes, más que considerar los eventos individuales, surgió la necesidad de introducir el concepto de “Grupo de temporales”.

Un grupo de temporales puede ser definido como una serie consecutiva de dos o más eventos extremos de oleaje o temporales cuya ocurrencia no da pie a la recuperación del sistema litoral (Ferreira, 2005 y 2006). De acuerdo a esta definición, en este trabajo, dos o más temporales fueron considerados dentro de un mismo grupo cuando (Figura 5.2):

- Entre picos de temporal hubo un intervalo de tiempo inferior a 21 días.
- Entre el final de un temporal y el inicio del siguiente hubo un lapso de tiempo inferior a 14 días.

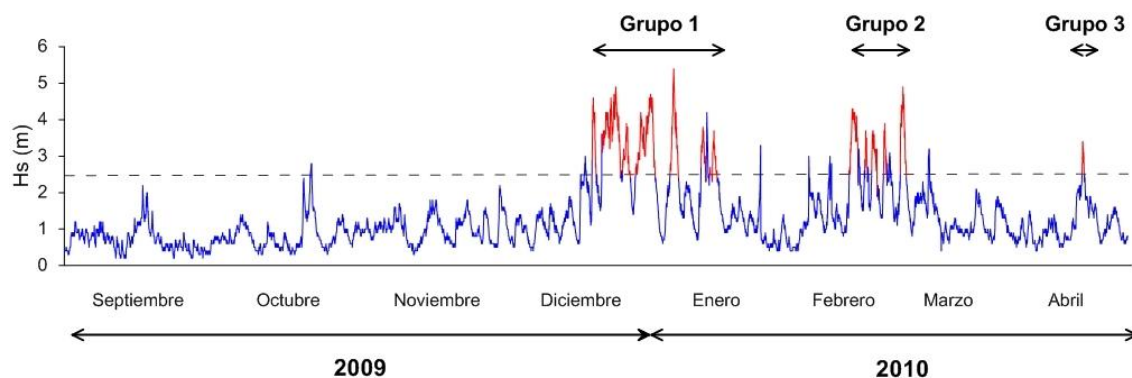


Figura 5.2. Ejemplos de grupos de temporales -registrados en el invierno 2009-2010- a partir de una serie consecutiva de dos o más eventos extremos de oleaje.

Dichos valores se escogieron en función de las tasas de recuperación observadas en las playas investigadas y corresponden a aquellos propuestos por Ferreira (1995, 2005 y 2006) en playas de Portugal y el golfo de Cádiz.

5.2.3 Cartografía geomorfológica

El análisis de cada uno de los sets de imágenes permitió la cartografía de las unidades geomorfológicas y elementos de origen antropogénico presentes en las playas estudiadas. Cabe resaltar que dentro de este trabajo el pie de dunas fue considerado como el indicador de la línea de costa para las tres playas estudiadas ya que se trata de un ambiente mareal (Moore, 2000). En detalle se cartografió el límite hacia mar de las dunas indicado por el cambio de color entre la arena húmeda de la playa y la arena clara y seca del pie de duna.

Un primer paso para llevar a cabo esta cartografía consistió en la descarga de las ortofotos y ortoimágenes de los años 1998, 2001, 2004, 2007, 2009, 2010 que se encuentran disponibles en la página Web del Instituto de Estadística y Cartografía de la Junta de Andalucía (<http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/site/rediam>).

Posterior a la descarga, y con el fin de realizar una comparación de las imágenes, las fotos aéreas disponibles en papel (1981 - 1994) fueron escaneadas y georreferenciadas.

El escaneo de las imágenes se efectuó por medio de un escáner *Ricoh Aficio MP C2500* a una resolución de 900 dpi (considerada adecuada por Moore y Griggs, 2002; Mount et al., 2003) para posteriormente ser almacenadas como archivos tipo *raster* en formato JPG. El objetivo de la georreferenciación de las fotografías aéreas no es otro que el de ajustar toda la información cartográfica a un mismo sistema de referencia y escala, tratando de disminuir al máximo la distorsión propia de cada una de ellas (Moore y Griggs, 2002). La georreferenciación de las imágenes se llevó a cabo utilizando la ortofotografía del año 2010 como documento de referencia para ajustar así las imágenes a un sistema de coordenadas específico, en este caso la proyección UTM huso 30, Datum ED50. Este proceso se llevó a cabo mediante los programas **SIG Global Mapper v13®** y **ArcGIS 9.3®**, partiendo de una serie de puntos de control, denominados en inglés *Ground Control Points (GCPs)*, los cuales son comunes entre cada foto y la ortofotografía digital del año 2010.

Dentro del proceso de georreferenciación se siguieron los criterios de número, distribución y localización de GCPs según la metodología de Thieler y Danforth (1994). En cada fotografía el primer GCP se localizó en la parte central tratando de obtener de este la mayor precisión posible. El resto de GCPs se fueron distribuyendo y localizando de la zona central de la imagen hacia su exterior, intentando cubrir al máximo toda la imagen. Para todas las fotografías se tomaron como mínimo 13 GCPs por medio de un proceso iterativo de selección y ajuste, todo esto hasta obtener un error cuadrático medio (RMSE) inferior a 0,5 m. El proceso de georreferenciación se efectuó por medio de una transformación polinómica de segundo orden, ya que frente a las transformaciones lineales, los polinomios de mayor orden permiten corregir parcialmente la distorsión interna de los fotogramas (Brito y Coelho, 2002; Cuarteto y Felicísimo, 2003). Por último, las imágenes se remuestrearon mediante interpolaciones bilineales las cuales permitieron calcular los nuevos valores de los píxeles, obteniendo

cada imagen en formato TIFF con su respectivo archivo de georreferenciación asociado.

Sobre cada fotografía georreferenciada se digitalizaron los polígonos correspondientes a las diversas unidades geomorfológicas, creando para cada año, un archivo de tipo *shapefile* el cual fue posteriormente editado y digitalizado por medio del software ArcGis®. Los datos obtenidos fueron exportados y corregidos para asignar a cada polígono y/o segmento su respectivo atributo, diferenciando así cada unidad geomorfológica. Para cada una de las unidades se calcularon sus respectivas áreas y perímetros, las cuales se compararon entre vuelos sucesivos con el fin de establecer los cambios sufridos y determinar, con estos, la posible relación con los temporales de oleaje. Por ultimo se exportaron los segmentos y polígonos al programa ArcMap® para la realización de las respectivas salidas gráficas.

5.2.4 Reconstrucción de cambios en la línea de costa

Para efectuar la reconstrucción de cambios en la zona litoral se compararon las líneas de costa de los diferentes vuelos mediante los programas **DSAS®** (*Digital Shoreline Analysis System*) y **RMAP 3.0®** (*Regional Morphology Analysis Package*). Ambos programas calculan parámetros estadísticos que indican el estado y las tendencias evolutivas de una línea de costa para periodos de tiempo específicos.

El primer paso consistió en definir una línea base, paralela a todas las líneas de costa digitalizadas. Posteriormente se dibujaron de manera semiautomática transeptos perpendiculares a la línea base que cortaron las líneas de costa y que están separados entre sí por 50 m. La intersección existente entre cada transepto y cada línea de costa permitió cuantificar la distancia entre la línea base y las posiciones de las diferentes líneas de costa estudiadas.

El uso del DSAS® y RMAP 3.0® arrojó datos de desplazamiento de la línea de costa en tablas de atributos que fueron exportadas como archivos de base de datos (formato DBF), con el fin de tratarlas estadística y gráficamente. Tanto el DSAS® como el RMAP 3.0® calculan parámetros estadísticos que indican el estado y las tendencias

evolutivas para periodos específicos de tiempo. Dentro de este trabajo, fueron empleadas las siguientes definiciones:

- *End Point Rate* (EPR): relación de la distancia entre la línea de costa más antigua y la más reciente, y el lapso de tiempo en años entre ambas líneas.
- *Average of Rates* (AOR): razón de la distancia entre cada par de líneas de costa, y el lapso de tiempo que hay entre ellas. Equivale al promedio de los valores de tasas de cambio entre cada par de líneas.
- *Average of Eras* (AOE): resultado de la relación entre la distancia de cada par de transeptos, divididos entre ellos, y el número total de periodos o intervalos entre líneas de costa.
- *Lineal Regression Rate* (LRR): se determina por ajuste de mínimos cuadrados a todos los puntos de la costa de un transepto en particular (Thieler et al., 2005).

Moore (2000) considera que la principal ventaja de la EPR es su facilidad de cálculo y los requisitos mínimos para los datos de partida (dos líneas de costa). La principal desventaja es que en los casos en que se dispone de más de dos líneas de costa, la información sobre el comportamiento del litoral proporcionada por las líneas intermedias se descuida. Esta misma autora determina que la LRR tiene como ventajas: i) el uso de todos los datos, independientemente de los cambios en la tendencia o la exactitud, ii) el método es puramente computacional; iii) se basa en conceptos estadísticos ampliamente aceptados, y iv) es fácil de emplear. El uso de la LRR es susceptible a los valores atípicos, y también tiende a subestimar la tasa de cambio en relación con otros métodos, como el EPR.

El posible error en el trazo de la línea de costa asociado a la distorsión de las fotografías aéreas escaneadas fue solucionado y controlado a partir de las ortoimágenes descargadas de la página Web del Instituto de Estadística y Cartografía de la Junta de Andalucía (<http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/site/rediam>). Así mismo, para la reconstrucción de cambios en la línea de costa en la fotografías aéreas georreferenciadas, se aceptó un error cuadrático (RMSE) máximo de 0.5 m.

5.3 RESULTADOS

5.3.1 Temporales

Durante el periodo 1976-2011 la zona costera de la ciudad de Cádiz experimentó un total de 192 temporales de oleaje que fueron divididos en 45 grupos de temporales y 24 temporales individuales - no agrupados (Anexo 5.1 – Figura 5.3). De todos los grupos observados se encontró que 7 de ellos estuvieron conformados por un número de cinco o más temporales (máximo 9), 3 grupos estuvieron compuestos por cuatro temporales, 9 grupos por tres y 26 grupos por dos eventos. Las características de estos grupos de temporales son resumidas en el Anexo 5.2.

De manera general, la distribución del número y duración de temporales durante los años estudiados, reveló que los años con más grupos fueron 1976 (5 grupos), 1993 (3 grupos) y 2002 (4 grupos). El análisis del resto de los datos demostró la presencia de 4 años que registraron 2 grupos de temporales (1977, 1978, 1983, 1987, 2007, 2009, 2010), 19 años con 1 grupo y 7 años en donde solo ocurrieron eventos temporales individuales. Teniendo en cuenta la presencia de años extremos (anómalos) con valores máximos de ocurrencia y duración de temporales como 1995, 1996, 2002 y 2009 se puede considerar el periodo 1981-2011 como “estable” gracias al desarrollo promedio anual de 5 temporales de oleaje. Asimismo, este periodo de tiempo se caracterizó por la ocurrencia de, por lo menos, un grupo de temporales en cada uno de los años estudiados.

Considerando el comportamiento decenal en el desarrollo del número de eventos individuales y grupos de temporales en Cádiz, se puede afirmar que:

- Los '80 fue una década caracterizada por bajas condiciones energéticas reflejadas por la ocurrencia de 9 grupos de temporales y 9 temporales individuales no agrupados, cuya suma corresponde a 45 temporales.
- Durante los '90 se dio el desarrollo de 46 temporales que estuvieron todos divididos en 11 grupos con valores máximos de hasta 3 temporales (1993).

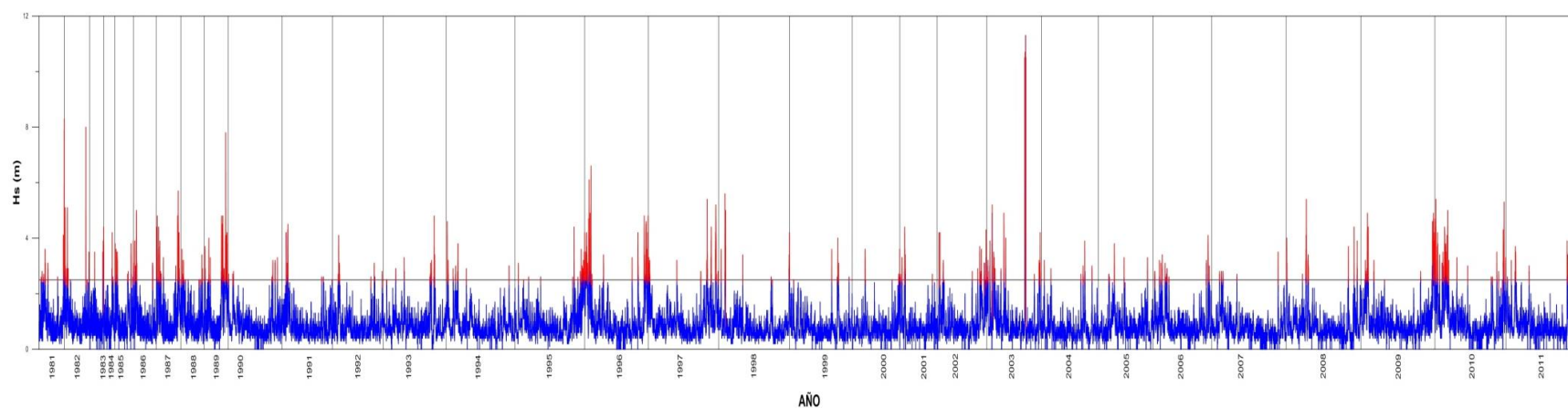


Figura 5.3. Variaciones en la altura de ola en el litoral frente la ciudad de Cádiz para el periodo de estudio.

- Entre los años 2000 y 2011 se presentó un comportamiento cíclico en la ocurrencia de 61 temporales los cuales estuvieron divididos en 16 grupos y 4 temporales individuales no agrupados. Esta década se caracterizó por un aumento significativo en el desarrollo de grupos de temporales registrándose dos o más de ellos en los años 2002 (4 grupos), 2007 (2 grupos), 2009 (2 grupos) y 2010 (2 grupos).

5.3.2 Cartografía y evolución geomorfológica

Un primer paso para el entendimiento de los procesos de evolución reciente asociados con los eventos extremos de oleaje dentro de las playas de Levante y Camposoto es el conocimiento de las características geomorfológicas de cada uno de estos ambientes. Para esto se presenta a continuación la cartografía y evolución geomorfológica detallada realizada a partir de ortofotografías correspondientes al periodo 1976 – 2011 de las dos zonas. Para la realización de dicha cartografía se identificaron las diversas unidades geomorfológicas presentes intentando dar una caracterización detallada para cada una de ellas.

Caños: esta unidad corresponde a una red de canales inundados de agua (inclusive durante condiciones de bajamar) que se encuentran ubicados dentro de la zona de marisma, poniendo este sistema en contacto directo con el mar. En la playa de Levante esta unidad corresponde mayormente al denominado Caño Caserón que se encuentra en la zona Sur drenando en dirección E-O y atravesando tanto cordones litorales holocenos como dunas embrionarias recientes. En la playa de Camposoto los caños se observan de dos formas: i) naturales en la zona Este detrás de la carretera y ii) intervenidos (canalizados por medio de un dique orientado N-S) a lo largo de toda el área de estudio.

Cordones holocenos: estos cordones se encuentran a lo largo de la flecha de Valdelagrana atravesándola en sentido N-S. Corresponden a una unidad geomorfológica compuesta por antiguos cordones litorales arenosos, formados por antiguos cordones de playas y dunas de bajas alturas que evidencian diversos episodios de crecimiento sedimentario a lo largo de esta flecha litoral (Martínez del

Pozo, 2000; Rodríguez-Polo, 2009). A partir de dataciones de carbono 14, Rodríguez-Polo et al. (2008) asignaron a los cordones ubicados al Norte de la zona de estudio una edad de 1590 y 1250 ± 70 años.

Dunas embrionarias: las dunas embrionarias son montículos formados por sedimentos de tamaño arena media a fina y generados por el viento que se suelen formar en la parte alta de la playa y que algunas veces se encuentran fijados por especies de gramíneas vegetales colonizadoras (Figura 5.4). En ambos sectores las dunas embrionarias fueron divididas en dos grupos: i) dunas embrionarias vegetadas y ii) dunas embrionarias no vegetadas. Las dunas embrionarias vegetadas, también conocidas como dunas primarias o *foredunes*, son montículos que no superan los dos metros de altura y que se encuentran fijados por vegetación como *Ammophila arenaria*, *Lotus creticus* y *Lilium martagon*. Las dunas embrionarias no vegetadas son de pequeña altura (inferiores a 1 m), alta movilidad y en ocasiones levemente colonizadas por gramíneas pioneras; esta unidad se encuentra ubicada en la parte alta de la playa trasera o *backshore* y es la primera línea de defensa de la marisma ante la actuación de los fenómenos temporales.

Marisma: corresponde a un ambiente donde generalmente prevalece la sedimentación y compuesto por sedimentos de tipo arcilloso, con la presencia de una tupida vegetación de tipo halófilo. Está dividida en *Schorre* y *Slikke* siendo la primera la parte alta vegetada de la marisma y la segunda la zona fangosa y sin vegetación que diariamente se ve inundada por los ciclos de marea.

Playa: es el depósito de sedimento no consolidado compuesto por arena, cuyo origen está ligado a la intervención de procesos marinos como oleaje, corrientes y mareas. La playa de Levante presenta un perfil disipativo – ultradisipativo caracterizado por una pendiente baja ($\tan \beta = 0.02$), está compuesta por arenas de tamaño medio a fino y no presenta variaciones estacionales importantes (Figura 5.4). La playa de Camposoto, localizada en la flecha litoral de Sancti Petri, presenta un estado morfodinámico intermedio – reflectivo con pendientes de $\tan \beta = 0.06$ en condiciones de buen tiempo y perfiles un poco más suaves durante el invierno ($\tan \beta = 0.03$ - Figura 5.4).

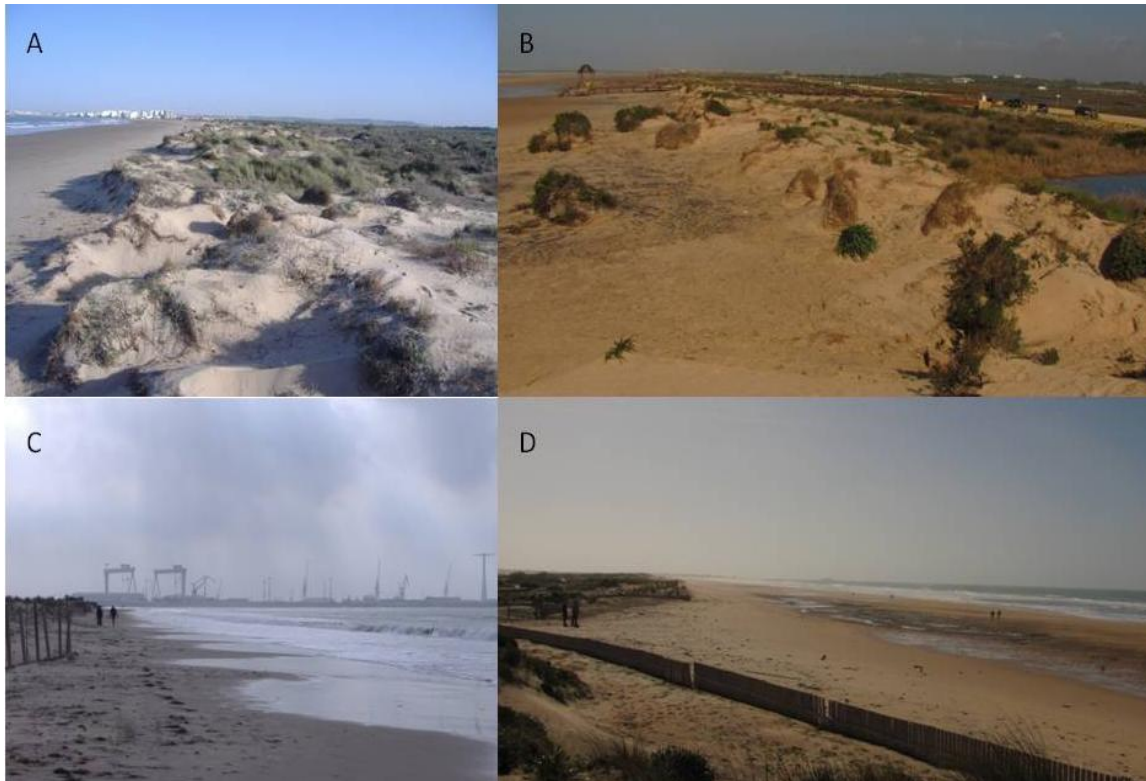


Figura 5.4. Ejemplos de dunas y playas en el área de estudio. A) Dunas embrionarias en Valdelagrana, B) Dunas embrionarias en Camposoto, C) Playa de Levante, D) Playa de Camposoto.

Desbordamientos: los desbordamientos son formas ligadas a un proceso importante de sedimentación-erosión, asociado a sobreelevaciones del nivel medio del mar a causa del viento, tormentas, mareas altas, etc., y que ocurren con frecuencia en islas barreras y flechas litorales (Leatherman, 1979). De acuerdo con Donnelly et al. (2006) los desbordamientos son flujos de agua – sedimento, que se dan sobre la cresta y parte trasera de la playa afectando dunas y cordones litorales, que no regresan al cuerpo de agua donde se generan (mar, océano, bahía o laguna). De acuerdo con Matías (2006) los criterios básicos para el reconocimiento de un desbordamiento son: i) su forma en planta, ii) la presencia de arena y estructuras de flujo en superficie, iii) la ausencia de vegetación y iv) la cercanía de esta forma al océano. En este trabajo se ha elaborado la cartografía de los depósitos de desbordamiento presentes en las playas de Levante y Camposoto, determinando para cada una de ellas su evolución espacial durante los últimos 34 años (1976-2010).

5.3.2.2 Cambios morfológicos generales en las playas de Levante y Camposoto durante los últimos 34 años

El objetivo principal de esta sección es la descripción de los cambios morfológicos que han experimentado las playas de Levante y Camposoto en los últimos 34 años. Para la determinación de la evolución geomorfológica se dispusieron de forma secuencial los mapas geomorfológicos correspondientes a doce años desde 1976 hasta 2010. Para ajustar al máximo la cartografía realizada, se han elaborado dos mosaicos donde se encuentra representada la morfología para cada uno de los vuelos disponibles. De esta forma se intenta presentar una secuencia de los cambios morfológicos con una resolución espacio-temporal aceptable.

En **1976** la línea de costa del área de Levante seguía la continuidad general de la playa que bordea toda la flecha de Valdelagrana formando una curva que se abría hacia el oeste (Figura 5.5). Esta playa presentaba en su zona trasera una franja de dunas embrionarias no vegetadas (ancho: 80 m – área: 136.361 m²) que era seguida por un cordón de dunas vegetadas (ancho: 40 m – área: 100.753 m²). A lo largo de todo el sector se observan dos cordones holocenos orientados NNE-SSO y hacia tierra parte de la marisma del río San Pedro y unas áreas de marismas sin vegetación asociadas al Caño Caserón. Para este año fueron cartografiados 4 desbordamientos, ubicados principalmente en la zona sur, y que abarcaban una superficie total de 115.959 m². Al mismo tiempo, la playa de Camposoto se encontraba relativamente bien preservada, presentándose en ella las morfologías típicas de un complejo dunar paralelo a la línea de costa (Figura 5.5). Las unidades geomorfológicas cartografiadas fueron: i) un cordón de dunas embrionarias no vegetadas de ancho promedio de 30 m con una superficie de 136.361 m² y ii) una serie de dunas embrionarias vegetadas (ancho: 105 m – área: 57.595 m²). Ambas unidades estaban afectadas por 12 abanicos de desbordamiento que englobaban una superficie total de 36.533 m².

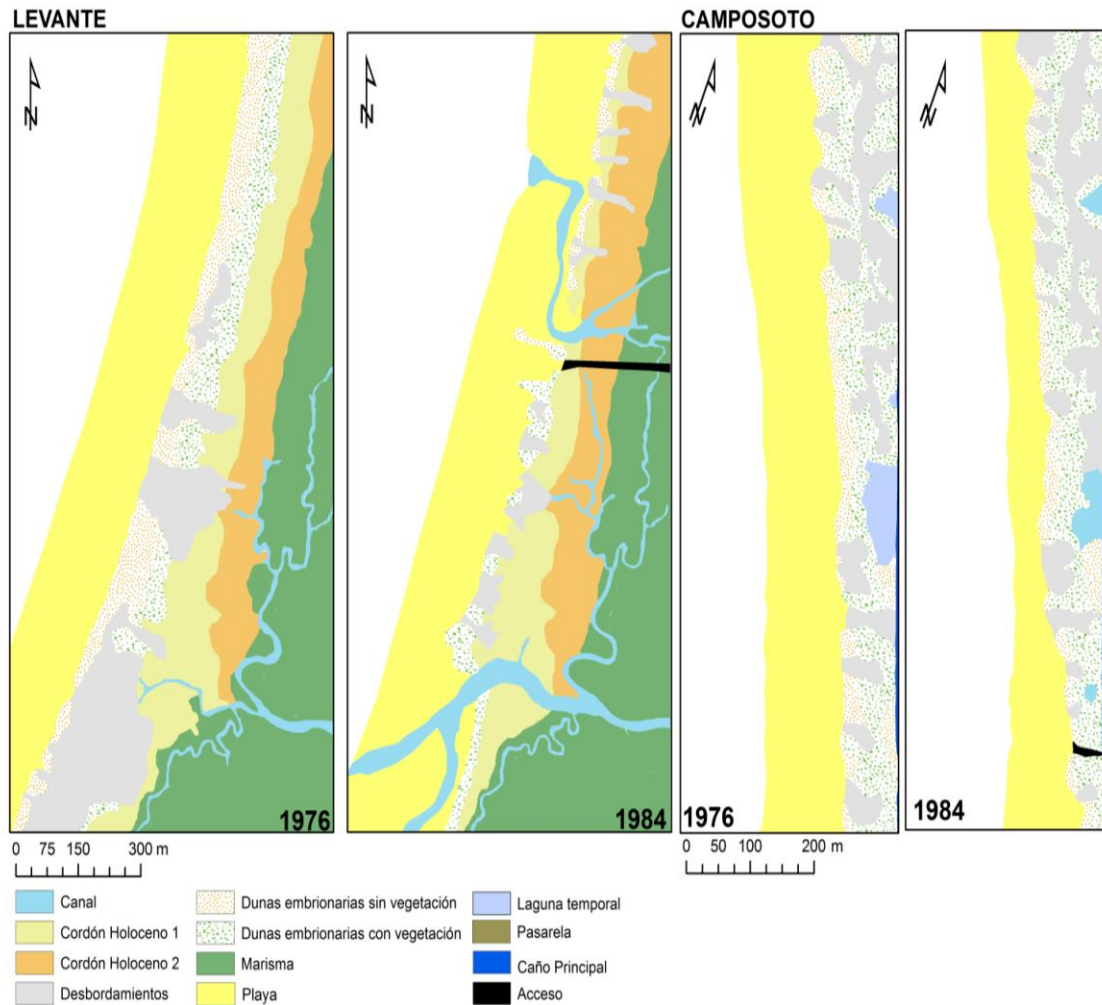


Figura 5.5. Variaciones en la geomorfología de las playas de Levante y Camposoto entre 1976 y 1984. La anchura de la playa varía en función de las características de la marea al momento de la foto.

En **1984** la morfología general de la playa de Levante cambia de manera sustancial. Hacia el norte se observa la desaparición total de las dunas embrionarias vegetadas quedando el cordón de dunas no vegetadas dividido en 9 segmentos (a causa del desarrollo y formación de 6 abanicos de desbordamiento - Figura 5.5). Este cordón de dunas no vegetadas es el resultado de la desaparición total de la cobertura vegetal del segundo cordón de dunas cartografiado en 1976. Los abanicos de desbordamiento, en forma de llamas, no solo favorecieron la pérdida de vegetación y destrucción del cordón de dunas sino que también alcanzaron a inundar los dos cordones holocenos (Figura 5.5). En la zona sur de la playa de Levante no quedaron evidencias de la presencia de dunas sin vegetación y las dunas, que aún conservaban parte de su vegetación, se vieron afectadas por la formación de 6 abanicos de desbordamiento.

Para este año fueron cartografiados, en toda la playa de Levante, un total de doce abanicos que abarcaron un área de 30.536 m². Al mismo tiempo, en la playa de Camposoto, se dio un proceso de erosión severo en las dunas embrionarias, principalmente en la zona sur (Figura 5.5). Las dunas no vegetadas y las vegetadas redujeron su tamaño pasando de 33.173 m² y 57.595 m² a 27.738 m² y 51.078 m² respectivamente. En lo que respecta a los abanicos de desbordamiento, para 1984, fueron cartografiados 15 de ellos alcanzando un área total de 43.535 m². El análisis del clima marítimo realizado para el intervalo de tiempo considerado (1976-1984), permite asociar los cambios previamente mencionados a la actuación de 58 temporales (34 débiles, 14 moderados, 3 significativos, 5 severos, 2 extremos), divididos en 18 eventos individuales y 12 grupos. En el invierno anterior a la toma de la fotografía (1983-1984) se desarrollaron 5 fenómenos temporales (3 débiles, 1 significativo, 1 severo) distribuidos en 2 grupos (219 horas).

Entre **1984 y 1991**, en la playa de Levante, se destacaron tres procesos: i) la recuperación parcial de los cordones de dunas ubicados en las zonas norte y sur, ii) la erosión total de un cordón de dunas sin vegetación ubicado en la zona central de la playa y iii) el desarrollo - reactivación de 12 abanicos de desbordamiento cuya superficie total fue de 38.319 m² (Figura 5.6). Durante este periodo, a lo largo de la playa de Camposoto, se mantuvo la erosión del cordón de dunas no vegetadas el cual redujo su área de 27.738 m² a 16.448 m². El desarrollo de nueva vegetación gramínea favoreció la “aparente” recuperación del segundo cordón de dunas el cual aumentó su tamaño en 4.348 m². Dentro de esta playa los abanicos de desbordamiento se mantuvieron constantes (15) alcanzando un área total de 23.503 m². Los cambios anteriormente mencionados constituyen la respuesta de la playa al impacto de 31 temporales (12 débiles, 15 moderados, 3 significativos y 1 extremo) divididos en 9 eventos individuales y 7 grupos. Durante el invierno de 1990-1991 (invierno previo a la toma de la fotografía aérea) ocurrieron 4 temporales (3 débiles y 1 significativo) correspondientes a 2 eventos individuales y un grupo (123 horas).

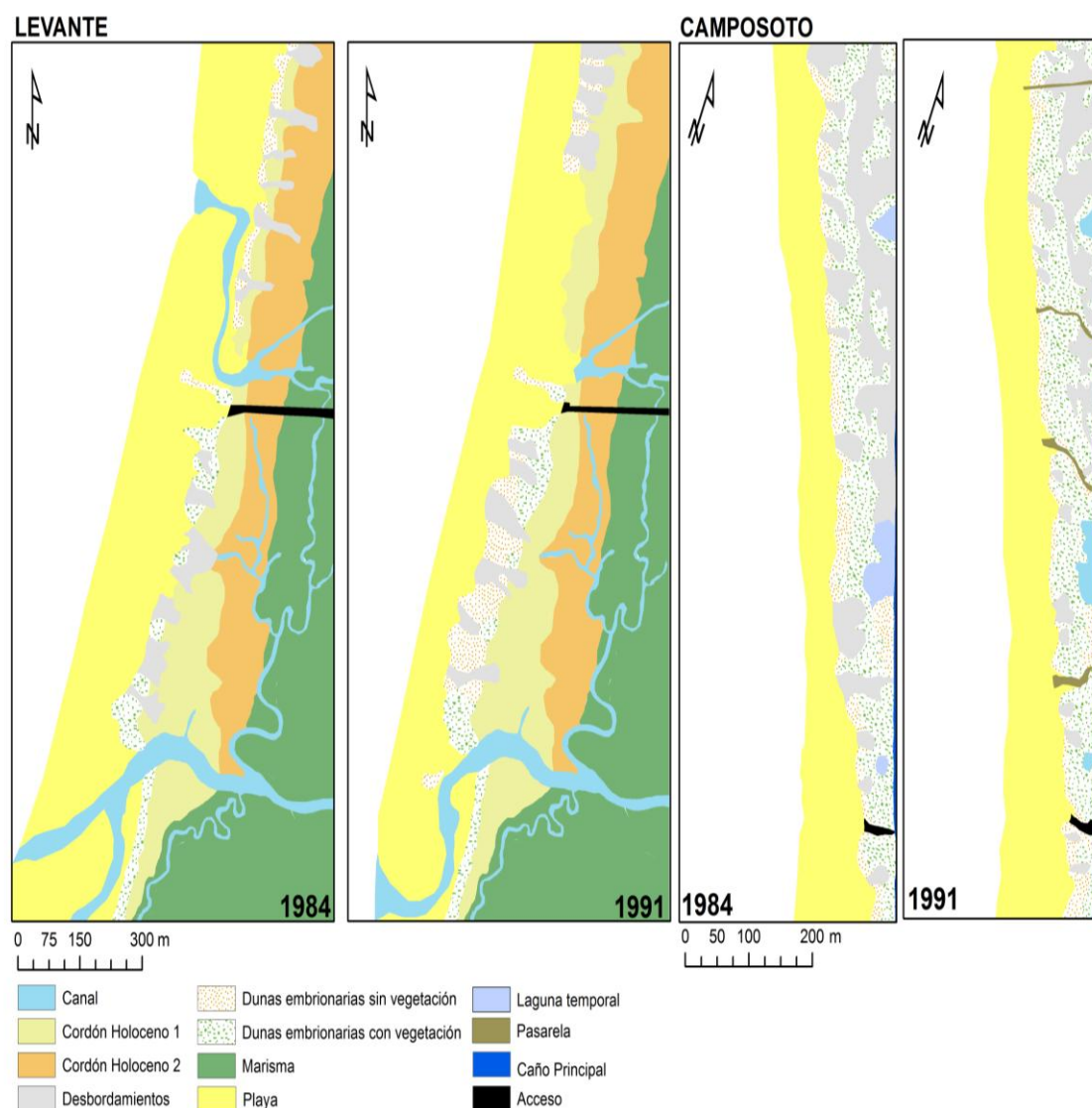


Figura 5.6. Variaciones en la geomorfología de las playas de Levante y Camposoto entre 1984 y 1991. La anchura de la playa varía en función de las características de la marea al momento de la foto.

El intervalo de tiempo **1991-1998** se caracterizó por el desarrollo de 38 temporales (19 débiles, 12 moderados, 4 significativos y 2 severos), que se dividieron en 8 eventos individuales y 8 grupos. Durante este periodo de tiempo, en la playa de Levante, se dio una leve recuperación de los cordones dunares ubicados en las zonas norte y sur gracias al crecimiento de vegetación (Figura 5.7). El número de abanicos de desbordamiento cartografiados permaneció igual, sin embargo, su superficie total pasó de 38.319 m² a 22.937 m² debido al crecimiento de nueva vegetación. Para la playa de Camposoto no se observó el mismo proceso de recuperación, dentro de esta playa se presentó una reducción significativa en el área ocupada por las dunas vegetadas que pasaron de 55.427 m² a 36.614 m². Esta reducción estuvo fuertemente ligada al

aumento en el área de los abanicos de desbordamiento, que a pesar de mantenerse constantes en su localización aumentaron su tamaño debido a la unión de varios de ellos principalmente en la zona norte. El área total de esta geoforma alcanzó los 41.398 m² (figura 5.7).

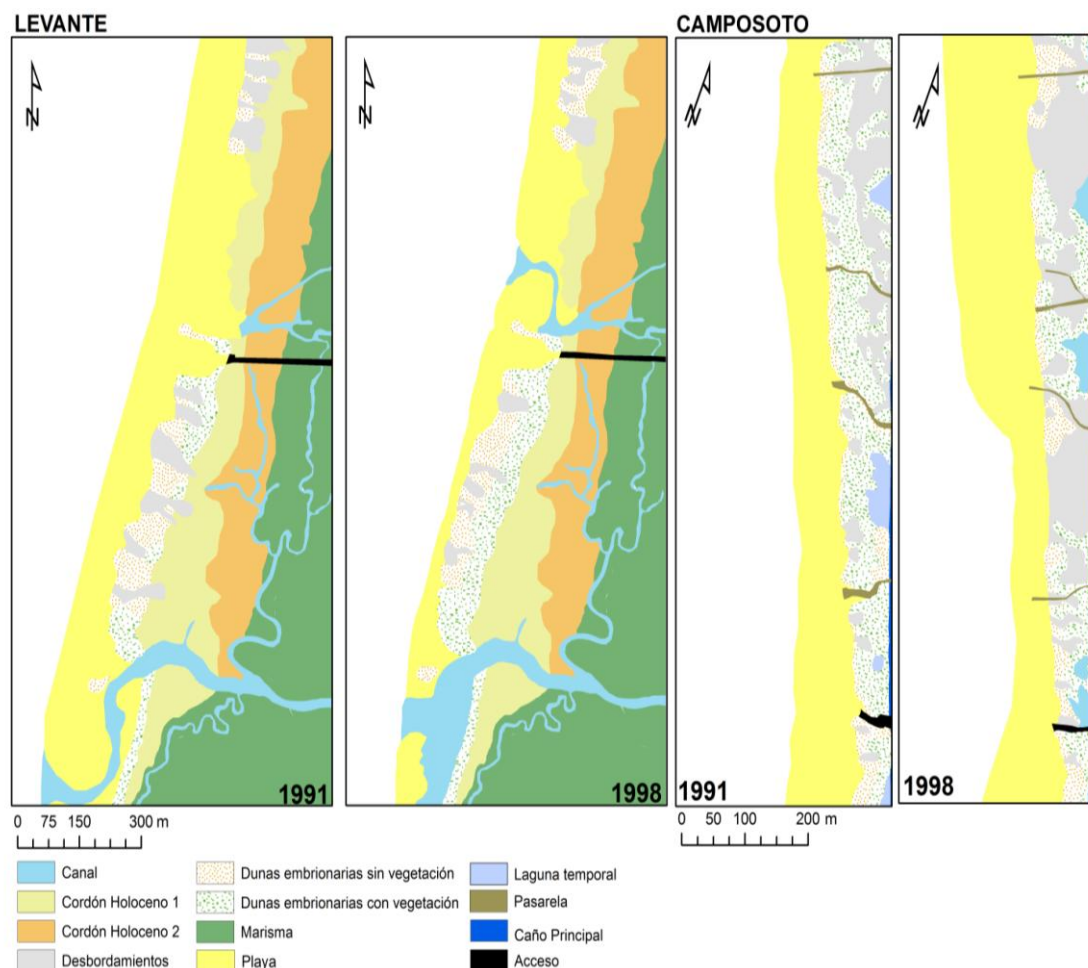


Figura 5.7. Variaciones en la geomorfología de las playas de Levante y Camposoto entre 1991 y 1998. La anchura de la playa varía en función de las características de la marea al momento de la foto.

Entre **1998 y 2000** el principal cambio ocurrido en la playa de Levante fue la recuperación de las dunas ubicadas en la zona central justo al frente del primer cordón holoceno (Figura 5.8). De igual forma se observó el crecimiento de dos dunas embrionarias en la zona sur, al frente del Caño Caserón. En lo que respecta al número de abanicos de desbordamiento, a lo largo de la playa de Levante fueron cartografiados 16 de ellos (10 al norte – 6 al sur) los cuales abarcaron una superficie de 24.822 m² (Figura 5.8). Este proceso también fue observado en la playa de Camposoto donde la vegetación herbácea favoreció la recuperación de 7.800 m² de dunas (Figura

5.9). Dentro de esta playa se cartografiaron 24 abanicos de desbordamiento que abarcaron un área de 21.823 m² para el año 2000 (Figura 5.8). Durante este periodo de tiempo el litoral de Cádiz se vio afectado por 5 temporales (3 débiles, 2 moderados) distribuidos en 2 grupos y un evento individual.

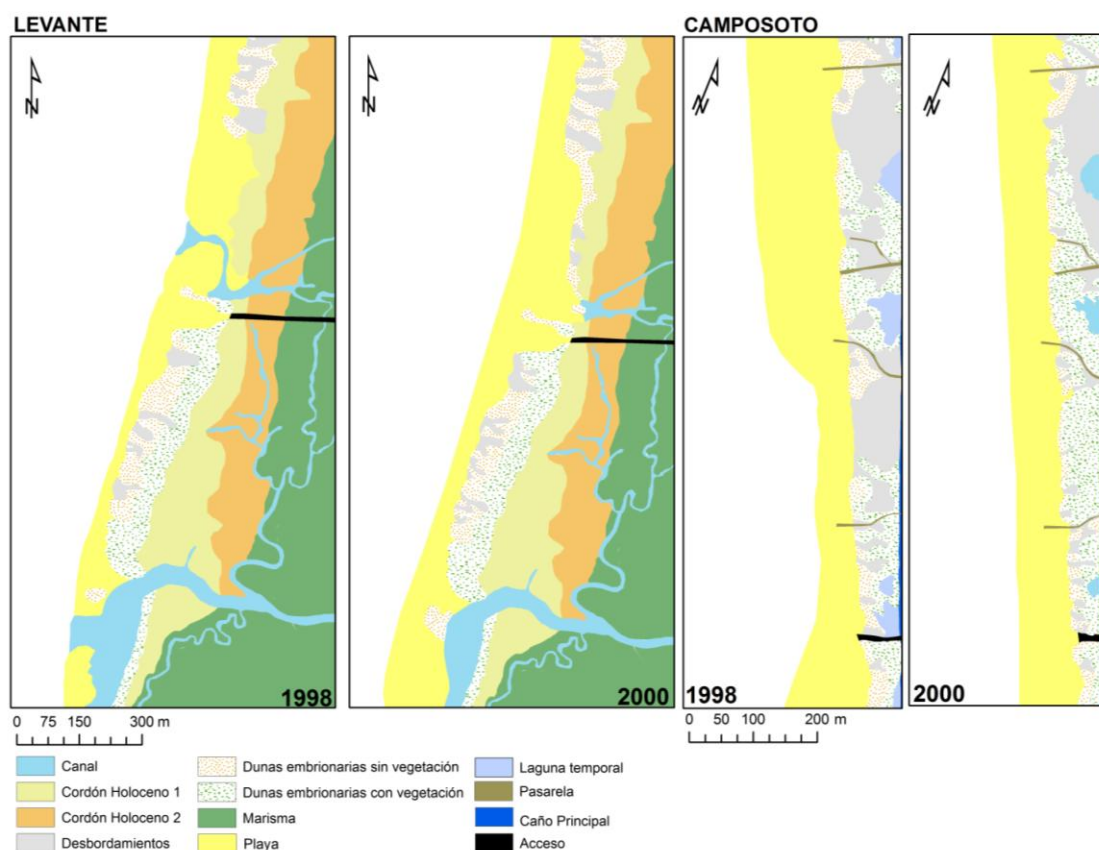


Figura 5.8. Variaciones en la geomorfología de las playas de Levante y Camposoto entre 1998 y 2000. La anchura de la playa varía en función de las características de la marea al momento de la foto.

En **2001**, en la playa de Levante, se dio una disminución en el ancho del cordón de dunas y se observó la pérdida de la vegetación en las dunas embrionarias ubicadas en la zona norte (Figura 5.9). A su vez, las dunas ubicadas frente a la salida del Caño Caserón (zona sur), se vieron afectadas por los procesos de erosión. En lo que concierne a los abanicos de desbordamiento fueron cartografiados 14 de ellos que abarcaban conjuntamente una superficie de 21.365 m² (Figura 5.9). En la playa de Camposoto se dio una recuperación en el cordón de dunas embrionarias pasando de 22.294 m² en el año 2000 a 25.370 m² en 2001. En esta área las dunas vegetadas disminuyeron su superficie observándose cambios principalmente en la zona centro

(área: 41.170 m² - figura 5.9). Para ese año, en Camposoto, se pudieron cartografiar 29 abanicos de desbordamiento, con un área total de 23.613 m² (Figura 5.9). Los cambios previamente descritos en ambas playas son producto de la actuación de 2 temporales individuales y un grupo (3 débiles, 1 significativos).

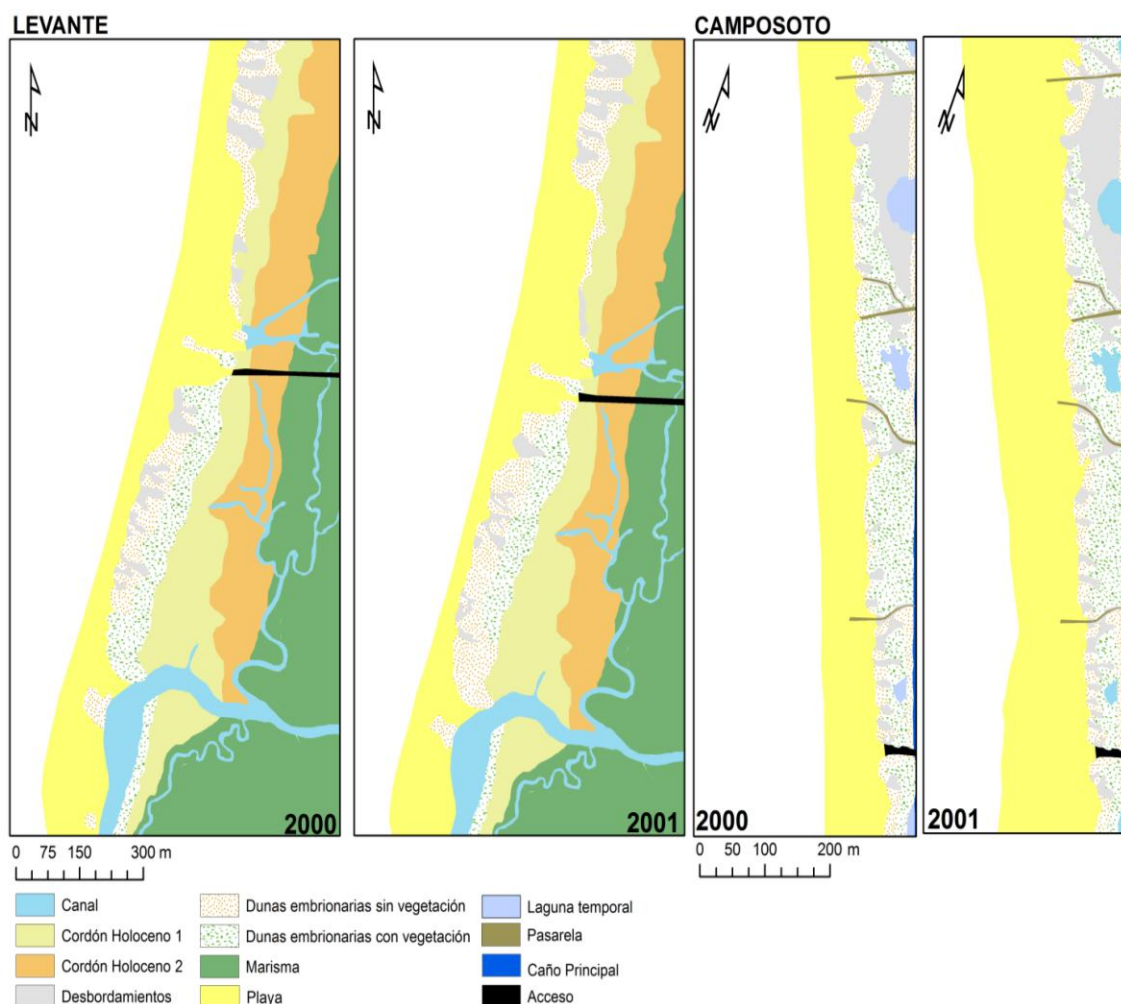


Figura 5.9. Variaciones en la geomorfología de las playas de Levante y Camposoto entre 2000 y 2001. La anchura de la playa varía en función de las características de la marea al momento de la foto.

A pesar del gran número de temporales acontecidos entre **2001 y 2003** en Cádiz (14 temporales – 11 débiles, 3 moderados), sólo fueron observados dos cambios morfológicos en la playa de Levante: i) recuperación de la vegetación perteneciente al cordón de dunas ubicado al norte del Caño Caserón y ii) presencia de tan solo 15 abanicos de desbordamiento que ocupaban un área total de 21.988 m² (Figura 5.10). De igual forma, en Camposoto, no se presentaron cambios morfológicos importantes y

solo se destaca la disminución en el numero de abanicos de desbordamiento (desde 29 a 23) junto a su área asociada (22.603 m^2 - Figura 5.10).

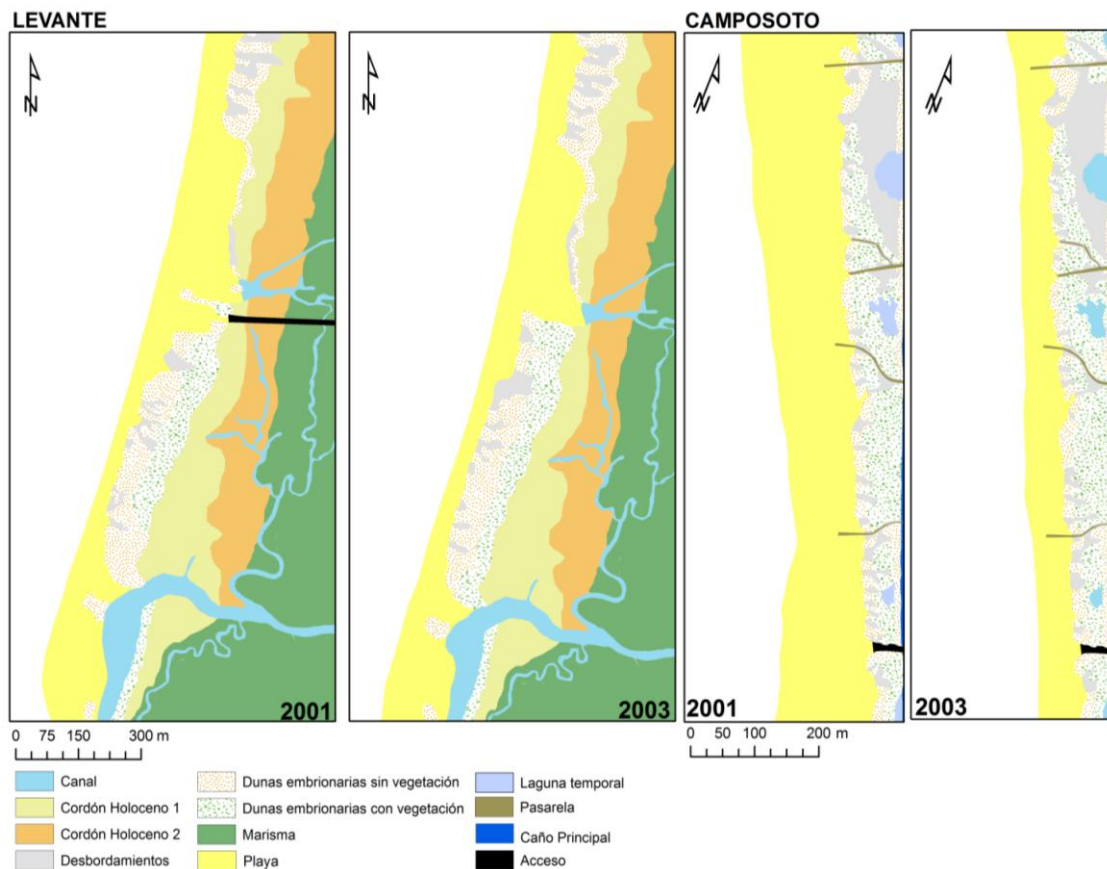


Figura 5.10. Variaciones en la geomorfología de las playas de Levante y Camposoto entre 2001 y 2003. La anchura de la playa varía en función de las características de la marea al momento de la foto.

Para el año 2005, la situación varió muy poco con respecto a 2003, solo se observaron leves aumentos en el ancho de las dunas sin vegetación ubicadas al norte de la playa de Levante y a lo largo de toda la playa de Camposoto. Para estos años el número de abanicos de desbordamiento se mantuvo constante en ambas playas, 16 en la playa de Levante y 23 en Camposoto, y las áreas totales de estos cambiaron de 20.949 m^2 (Levante) – 22.603 m^2 (Camposoto) en 2004 y 20.5 m^2 (Levante) – 22.047 m^2 (Camposoto) en el año de 2005 (Figura 5.11). Los pocos cambios observados se debieron a la baja actividad energética asociada a un periodo de tiempo estable en donde solo se generaron 4 temporales débiles distribuidos en 1 grupo y dos eventos individuales.

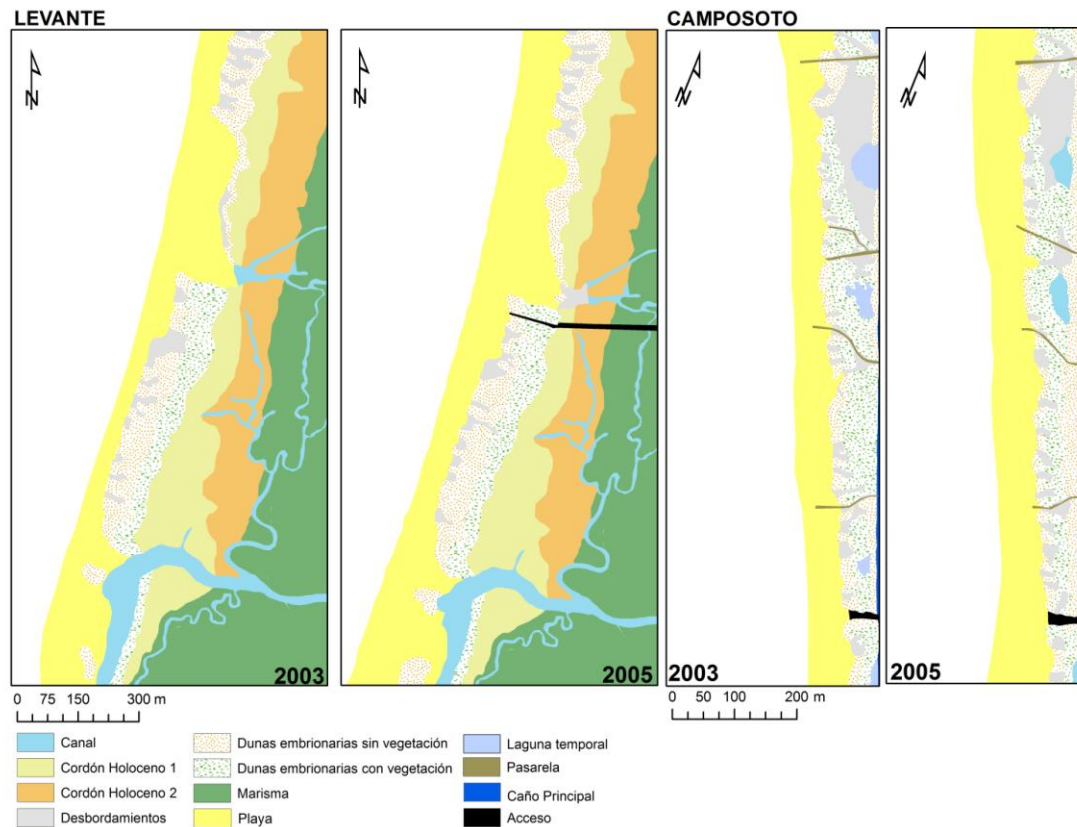


Figura 5.11. Variaciones en la geomorfología de las playas de Levante y Camposoto entre 2003 y 2005. La anchura de la playa varía en función de las características de la marea al momento de la foto.

Entre **2005 y 2007** se evidencia la pérdida de las dunas embrionarias sin vegetación ubicadas al norte de la playa de Levante (Figura 5.12). Al mismo tiempo, en esta playa se dio un aumento en la generación de abanicos de desbordamiento pasando de 16 en 2007 a 19 en 2009 (superficie total de esta unidad: 35.046 m^2 - Figura 5.12). Dentro de estos 19 desbordamientos se destaca un gran abanico generado en la zona norte el cual es responsable de la pérdida de 6.147 m^2 de dunas. En la playa de Camposoto se dio una erosión en el cordón de dunas sin vegetación ubicadas a lo largo de toda el área disminuyendo en 6.290 m^2 . Las dunas embrionarias vegetadas mostraron signos de recuperación principalmente en la zona centro y norte alcanzando un área de 38.955 m^2 (Figura 5.12). Al igual que en la playa de Levante, se presentó un incremento tanto en número (28) como en área (19.182 m^2) de los desbordamientos (Figura 5.12). Durante este intervalo de tiempo el litoral de Cádiz experimentó 7 temporales débiles y 1 temporal moderado que estuvieron repartidos en dos grupos y un set de dos eventos individuales.

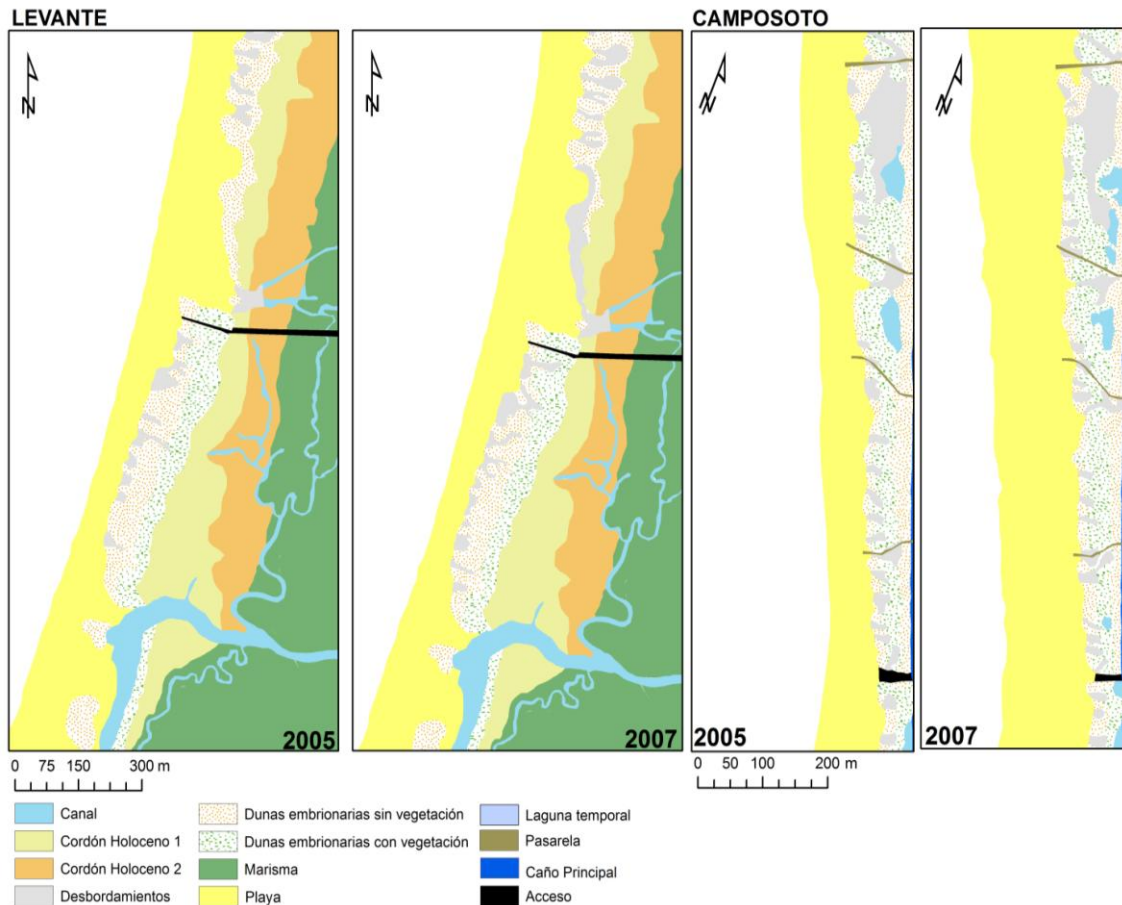


Figura 5.12. Variaciones en la geomorfología de las playas de Levante y Camposoto entre 2005 y 2007. La anchura de la playa varía en función de las características de la marea al momento de la foto.

Después del invierno **2007-2008**, que se caracterizó por 6 temporales (2 grupos y un evento individual), se observó una leve recuperación de las dunas embrionarias no vegetadas a lo largo de las playas de Levante y Camposoto (Figura 5.13). Para el verano de 2009 ambas playas alcanzaron el número máximo de abanicos de desbordamiento en los 34 años estudiados, siendo cartografiados 20 abanicos (38.948 m^2) en la playa de Levante y 28 abanicos (17.539 m^2) en Camposoto.

El invierno **2009-2010** experimentó 12 temporales que fueron divididos en 2 grupos y un evento individual (5 débiles, 5 moderados, 1 significativos y 1 severo). La comparación de los eventos extremos pertenecientes al invierno 2009-2010 con los datos presentados por autores como Rodríguez et al. (2003) y Rangel y Anfuso (2011), junto con el análisis de la distribución de temporales en el periodo 1983-2012, permitieron catalogar este invierno como el segundo más energético si se tiene en

cuenta tanto el número como la intensidad de los temporales en los últimos 29 años. En las playas de Levante y Camposoto este invierno trajo consigo la destrucción de gran parte del cordón de dunas, destrucción de la vegetación gramínea y posterior reducción del área cubierta por las dunas vegetadas, destrucción de pasarelas y el aumento de la superficie ocupada por los abanicos de desbordamiento a pesar de su notoria disminución en número (Figura 5.14). Esta reducción se vio reflejada con la cartografía de 18 abanicos de desbordamiento con una superficie total de 55.179 m² en la playa de Levante y 14 abanicos (26.152 m²) en Camposoto (Figura 5.14). El aumento en el área ocupada por los abanicos de desbordamiento se debió a la unión de varios de estos por crecimiento y coalescencia a causa de las altas condiciones energéticas registradas durante dicha temporada invernal.

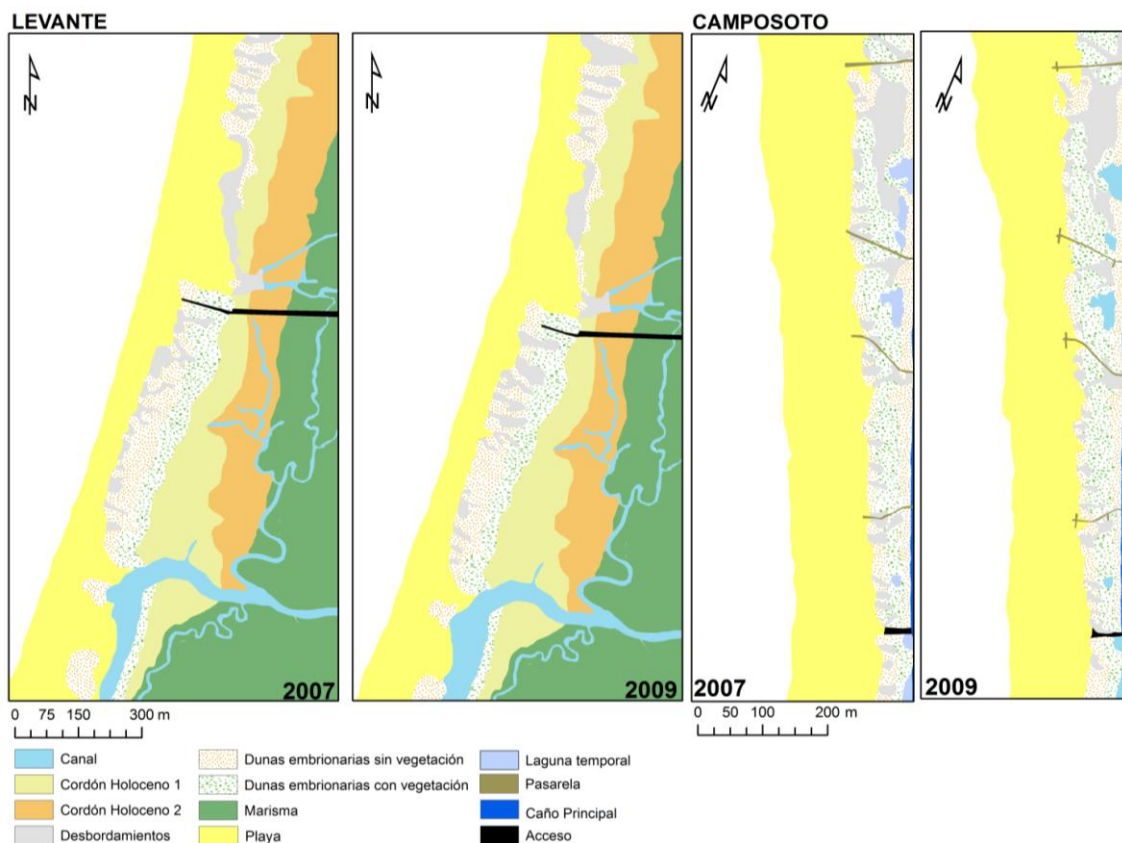


Figura 5.13. Variaciones en la geomorfología de las playas de Levante y Camposoto entre 2007 y 2009. La anchura de la playa varía en función de las características de la marea al momento de la foto.

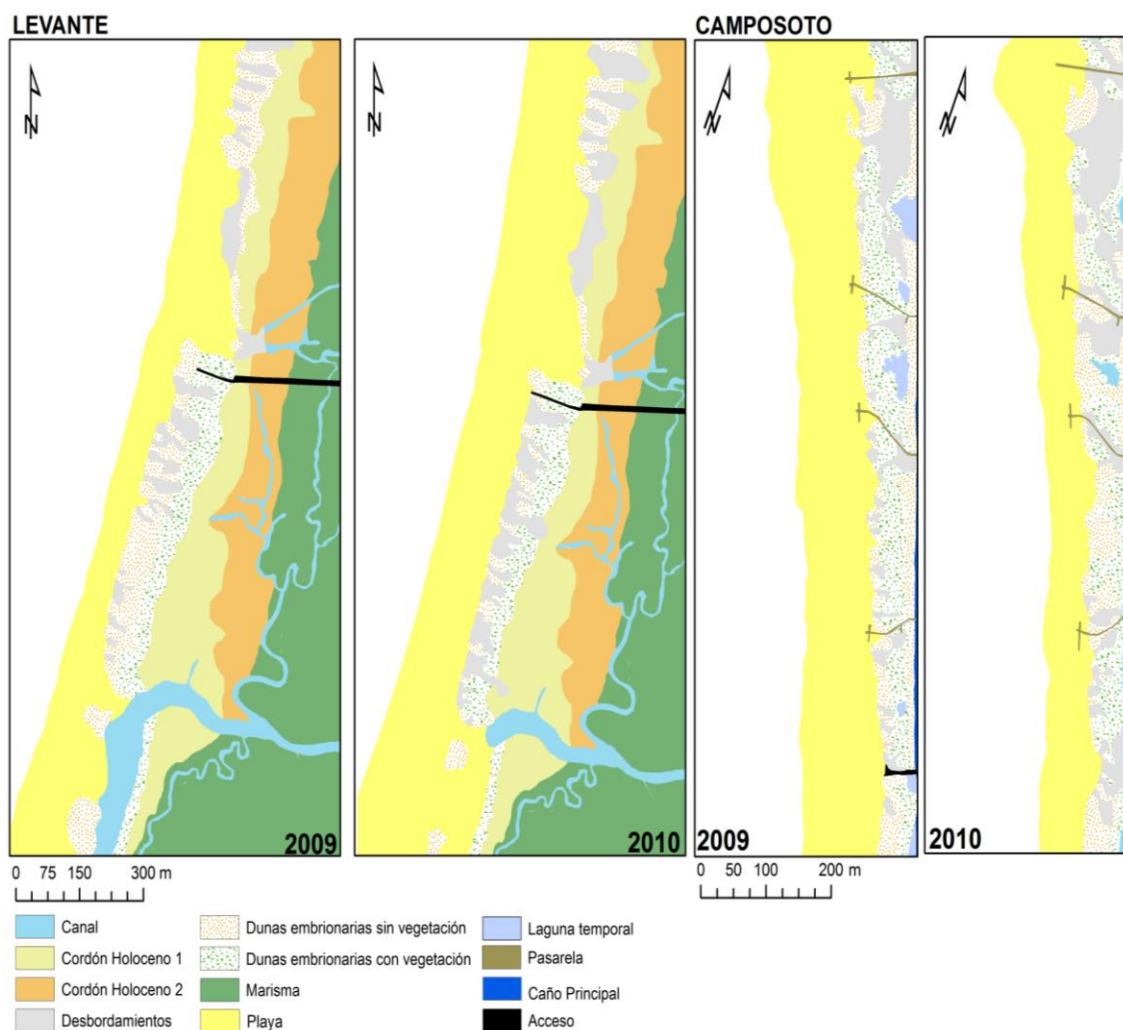


Figura 5.14. Variaciones en la geomorfología de las playas de Levante y Camposoto entre 2009 y 2010. La anchura de la playa varía en función de las características de la marea al momento de la foto.

5.3.2.3 Reconstrucción de cambios en la línea de costa

Entre **1976 y 1984**, en la playa de **Levante**, el desplazamiento de la línea de costa alcanzó retrocesos de hasta 9,12 m equivalentes a tasas de erosión de 1,14 m/año (Figura 5.15). Al mismo tiempo, el comportamiento general de la línea de costa en Camposoto evidenció retrocesos de hasta 44,6 m correspondientes a tasas de erosión equivalentes a 5,57 m/año (Figura 5.15). Durante este mismo periodo de tiempo, el sector urbanizado de La Cortadura (zona Norte), presentó acreción con valores de hasta 31,4 m, equivalentes a tasas de acumulación de 3,9 m/año. Este comportamiento no se observó en la zona sur (playa seminatural), la cual registró retrocesos de hasta 55,8 m (EPR: -7 m/año - Figura 5.15). De manera general se puede considerar que, durante el periodo 1976 – 1984, dominó la erosión en las playas de

Levante (valor medio de desplazamiento: -14,4 m; EPR: -1,80 m/año) y Camposoto (valor medio de desplazamiento: -2,5 m; EPR: -0,31 m/año), mientras que la acumulación fue el común denominador en la playa de La Cortadura (valor medio de desplazamiento: 6,5 m; EPR: 0,81 m/año).

Entre **1984 y 1991** la playa de Levante mostró acreción (con valores máximos de 138 m en la zona norte) en la gran mayoría de los transeptos calculados, exceptuando algunos puntos ubicados en la zona centro y sur (Figura 5.16). Al mismo tiempo, la línea de costa de Camposoto retrocedió en 43 de los 44 transeptos realizados, observándose desplazamientos en el pie de duna del orden de -81,9 m, equivalentes a -10,23 m/año (Figura 5.16). La Playa de La Cortadura (tanto urbanizada como seminatural), no presentó evidencias de erosión, la comparación de las fotografías aéreas permitió determinar desplazamientos de hasta 79,32 m equivalentes a tasas de acumulación de 9,9 m/año (Figura 5.16). Durante el periodo 1984 – 1991, la erosión prevaleció en la playa de Camposoto (valor medio de desplazamiento: -31,1 m; EPR: -3,8 m/año), mientras que la acumulación fue el común denominador en las playas de La Cortadura (valor medio de desplazamiento: 25,57 m; EPR: 3,19 m/año) y Levante (valor medio: 17,71 m; EPR: 2,53 m/año).

En el intervalo de tiempo **1991-1998** se observó en la playa de Levante un dominio de la acumulación pudiéndose medir avances de hasta 106,1 m, equivalentes a tasas de acumulación de 15,14 m/año (figura 5.17). A lo largo de la playa de Camposoto el avance de la línea de costa registró valores de hasta 58,20 m (EPR: 9,6 m/año – Figura 5.17). La Playa urbanizada de La Cortadura presentó evidencias de erosión. A lo largo de toda esta playa se midieron retrocesos de hasta 46 m, correspondientes a tasas de erosión de 7,7 m/año. Este comportamiento fue opuesto al observado en la zona Sur (playa seminatural) dentro de la cual se registraron avances en la línea de costa de 33 m equivalentes a valores de EPR de -5,44 m/año (Figura 5.17). Durante el periodo 1991 – 1998 la erosión fue medida en la playa urbana de La Cortadura (valor medio de desplazamiento: -3,84 m; EPR: -1,92 m/año), mientras que acumulación se dio en las playas de Levante (valor medio: 2,6 m; EPR: 1,30 m/año) y Camposoto (valor medio: 16,8 m; EPR: 2,8 m/año).

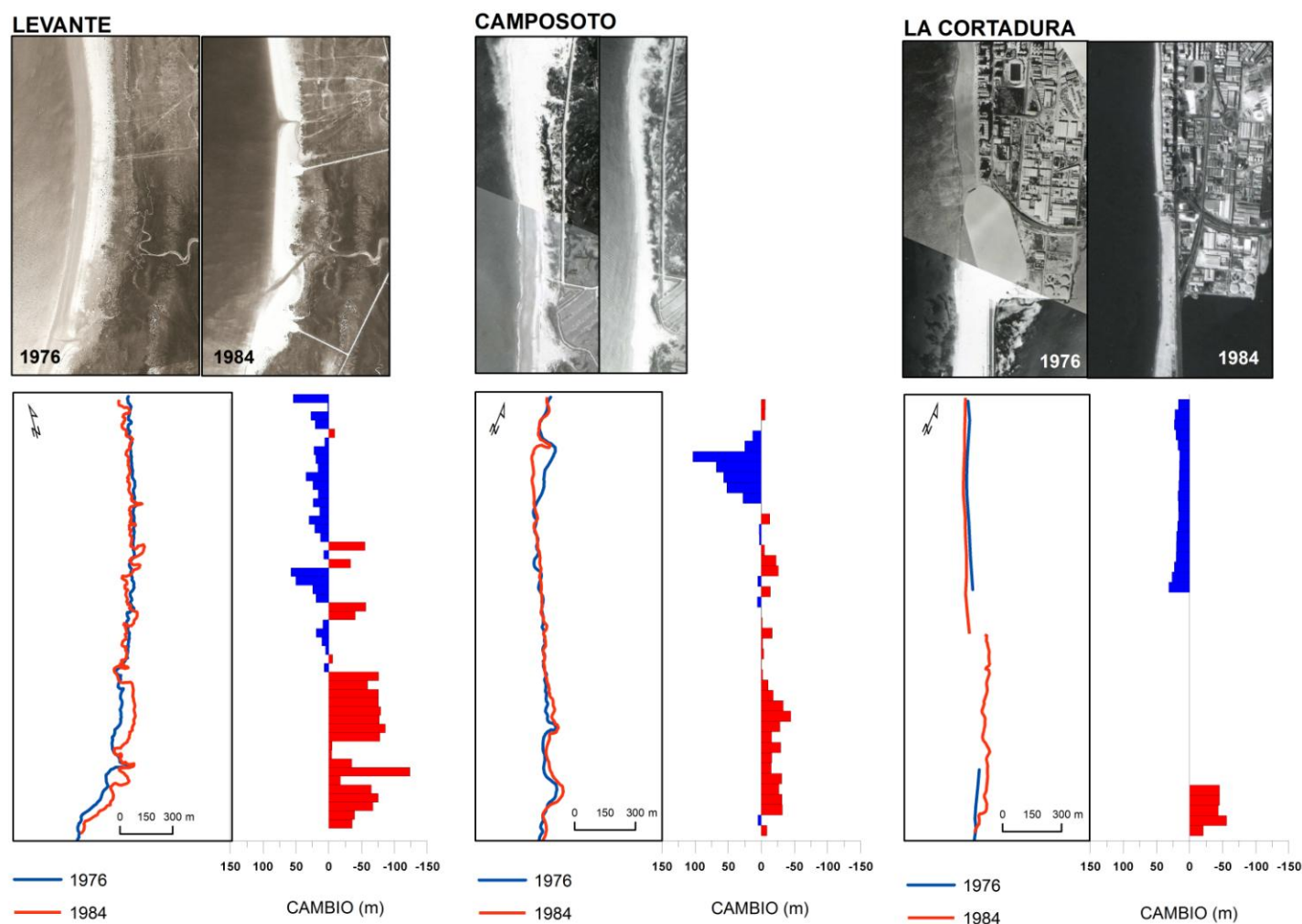


Figura 5.15. Reconstrucción de la línea de costa para el periodo 1976 -1984.

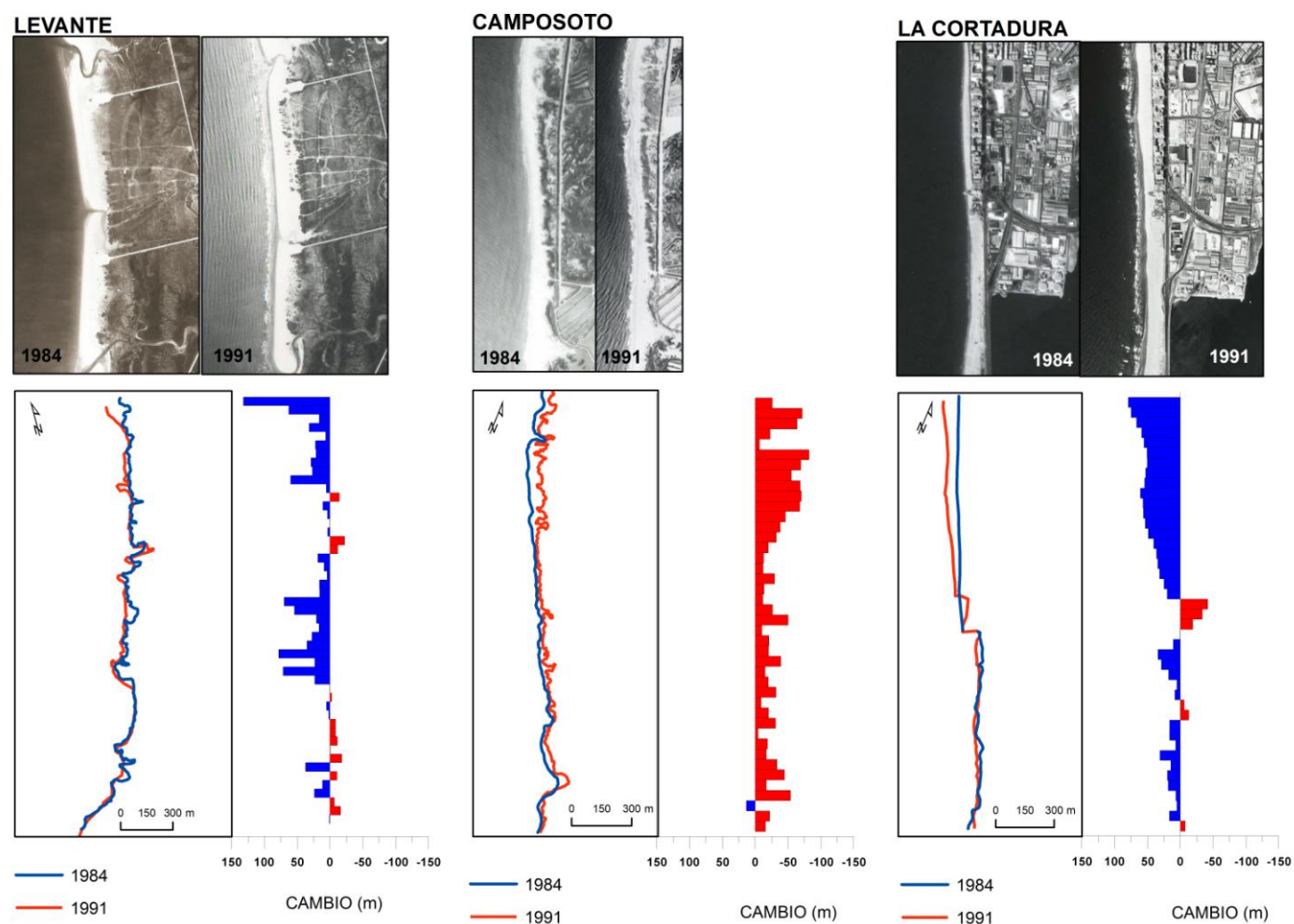


Figura 5.16. Reconstrucción de la línea de costa para el periodo 1984 - 1991.

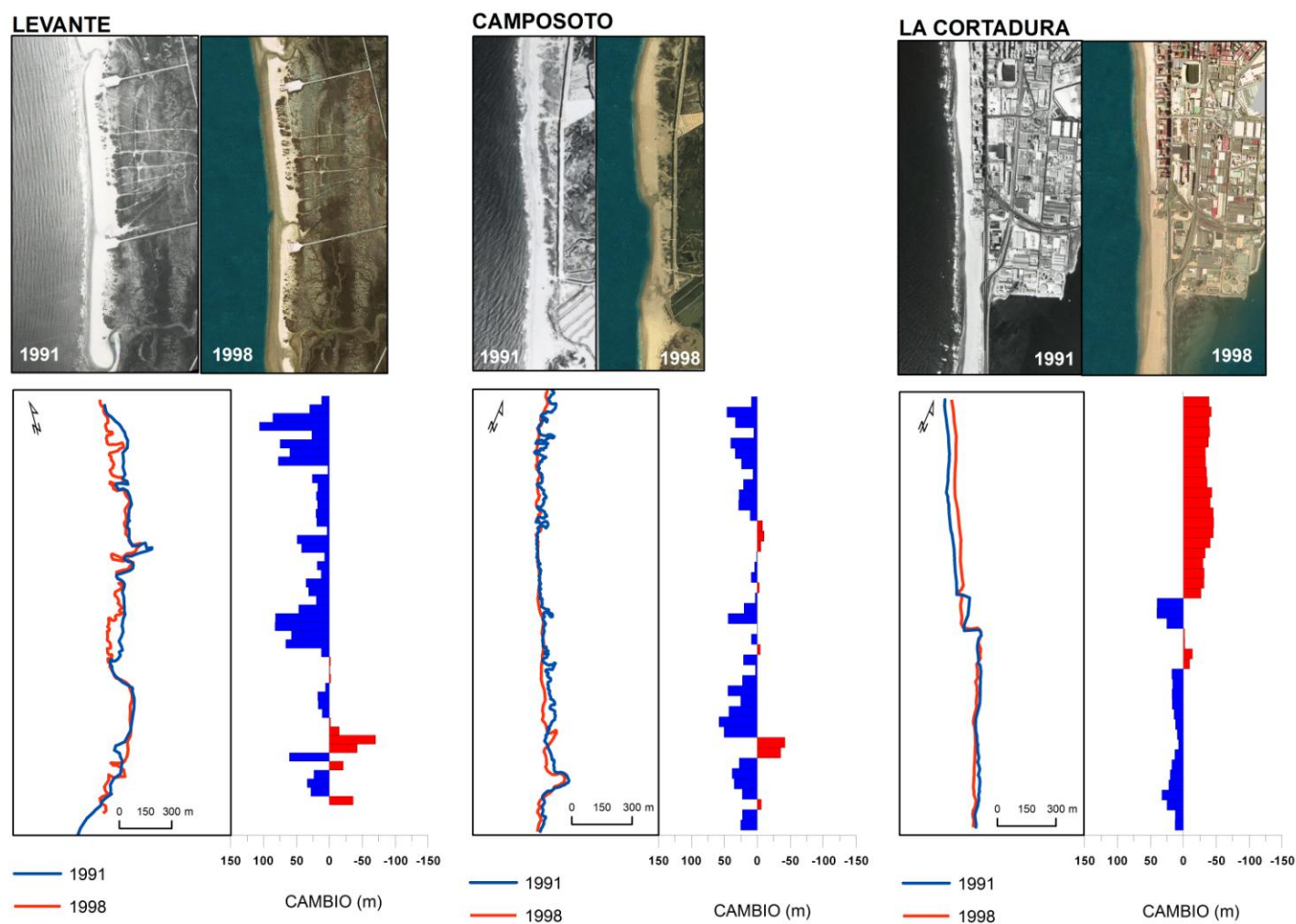


Figura 5.17. Reconstrucción de la línea de costa para el periodo 1991 - 1998.

Entre **1998 y 2000**, a lo largo de la playa de Levante, predominaron los procesos de acumulación siendo registrados desplazamientos de hasta 50,80 m (EPR: 25,36 m/año – Figura 5.18). A pesar del dominio de la acumulación, se identificaron puntos específicos en las zonas Norte y Sur con tasas de erosión cercanas a los 10 m/año. En Camposoto la erosión dominó registrándose pérdidas de -33,1 m (EPR: 16,52 m/año - Figura 5.18) principalmente en la zona centro. Entre 1998 y 2000 en la Playa de La Cortadura, se dieron desplazamientos de hasta 24,58 m, equivalentes a valores de EPR de 12,27 m/año (Figura 5.18). Al mismo tiempo, la zona Sur (playa seminatural) se comportó de forma totalmente diferente registrándose dentro de ella retrocesos de hasta 30,8 m (EPR: -15,4 m/año - Figura 5.18). Se puede asegurar que durante el periodo 1998 – 2000 la erosión prevaleció en la playa de Camposoto (valor medio de desplazamiento: -31,8 m; EPR: -1,9 m/año), mientras que la acumulación fue el común denominador en las playas de La Cortadura (valor medio de desplazamiento: 2,60 m; EPR: 1,30 m/año) y Levante (valor medio de desplazamiento: 2,58 m; EPR: 1,29 m/año).

Para el año **2001**, en la playa de Levante, se midieron retrocesos de hasta 129,2 m principalmente en la zona central de la playa (Figura 5.19). Para el mismo intervalo de tiempo, en la playa e Camposoto, se registraron avances en la línea de costa (principalmente en la zona Sur) de hasta 28,70 m (Figura 5.19). La Playa de La Cortadura (tanto urbanizada como seminatural), presentó evidencias de erosión pudiéndose determinar desplazamientos máximos de -26,4 m (Figura 5.19). Se puede considerar que durante el periodo 2000-2001 la erosión fue el común denominador en las playas de Levante (valor medio de desplazamiento: -7,37 m) y La Cortadura (valor medio de desplazamiento: -3,91 m), mientras que la acumulación predominó en la playa de Camposoto (valor medio de desplazamiento: 0,63 m).

El análisis de las fotografías aéreas para el periodo **2001 – 2003** evidenció, para la playa de Levante, avances en la línea de costa de hasta 110 m principalmente en la zona central del área (Figura 5.20). En Camposoto no se presentaron cambios morfológicos importantes en relación al periodo 2000-2001, la línea de costa presentó un avance máximo de 23,7 m (Figura 5.20). En la playa de La Cortadura predominaron los

procesos de acumulación, midiéndose a lo largo de toda esta desplazamientos de hasta 27,3 m (Figura 5.20). De lo anterior se concluye que el periodo 2001-2003, a pesar de sus altas condiciones energéticas, se caracterizó por una tendencia acumulativa que fue observada a lo largo de las tres playas estudiadas: Levante (valor medio de desplazamiento: 7,58 m), La Cortadura (valor medio de desplazamiento: 8.2 m), Camposoto (valor medio de desplazamiento: 0.33 m).

Durante el periodo **2003-2005** el avance de la línea de costa prevaleció en las tres playas estudiadas (Figura 5.21). En la playa de Levante se midieron cambios de 1,80 m, mientras que en La Cortadura y Camposoto los cambios registrados fueron de 2,64 m y 10,35 m respectivamente (Figura 5.21). Los pocos cambios observados se debieron a la baja actividad energética asociada a un periodo de tiempo estable en donde solo se generaron 4 temporales débiles distribuidos en 1 grupo y dos eventos individuales.

Entre **2005 y 2007**, a lo largo de la playa de Levante se pudo medir un desplazamiento máximo de -90,58 m al Norte del Caño Caserón (Figura 5.22). En Camposoto se dio erosión del cordón de dunas, confirmada por retrocesos en la línea de costa de hasta 20,3 m (principalmente en la zona Sur - Figura 5.22). La Playa de La Cortadura (tanto urbanizada como seminatural) no presentó evidencias de erosión, la comparación de las fotografías aéreas permitió determinar desplazamientos de hasta 73,2 m (figura 5.22). De manera general se puede considerar que durante el periodo 2005-2007 dominó la erosión en las playas de Levante (valor medio de desplazamiento: -4,8 m) y Camposoto (valor medio de desplazamiento: -4,14 m), mientras que la acumulación fue el común denominador en la playa de La Cortadura (valor medio de desplazamiento: 12,36 m).

Después del invierno **2007-2008** los procesos de erosión fueron el común denominador a lo largo de las tres playas registrándose cambios de -1 m en la playa de Levante, -1,7 m en Camposoto y -16,77 m en La Cortadura (Figura 5.23).

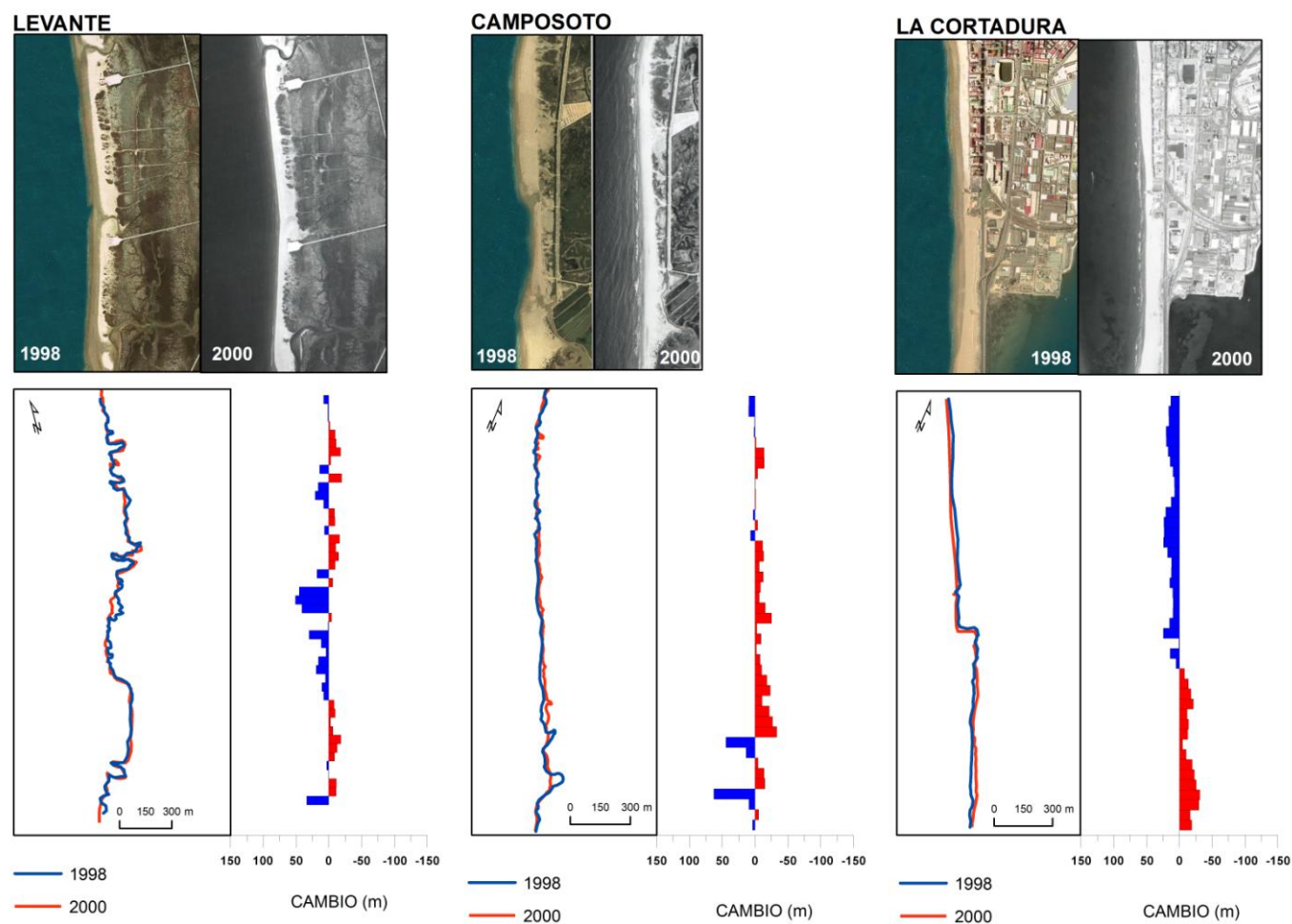


Figura 5.18. Reconstrucción de la línea de costa para el periodo 1998 - 2000.

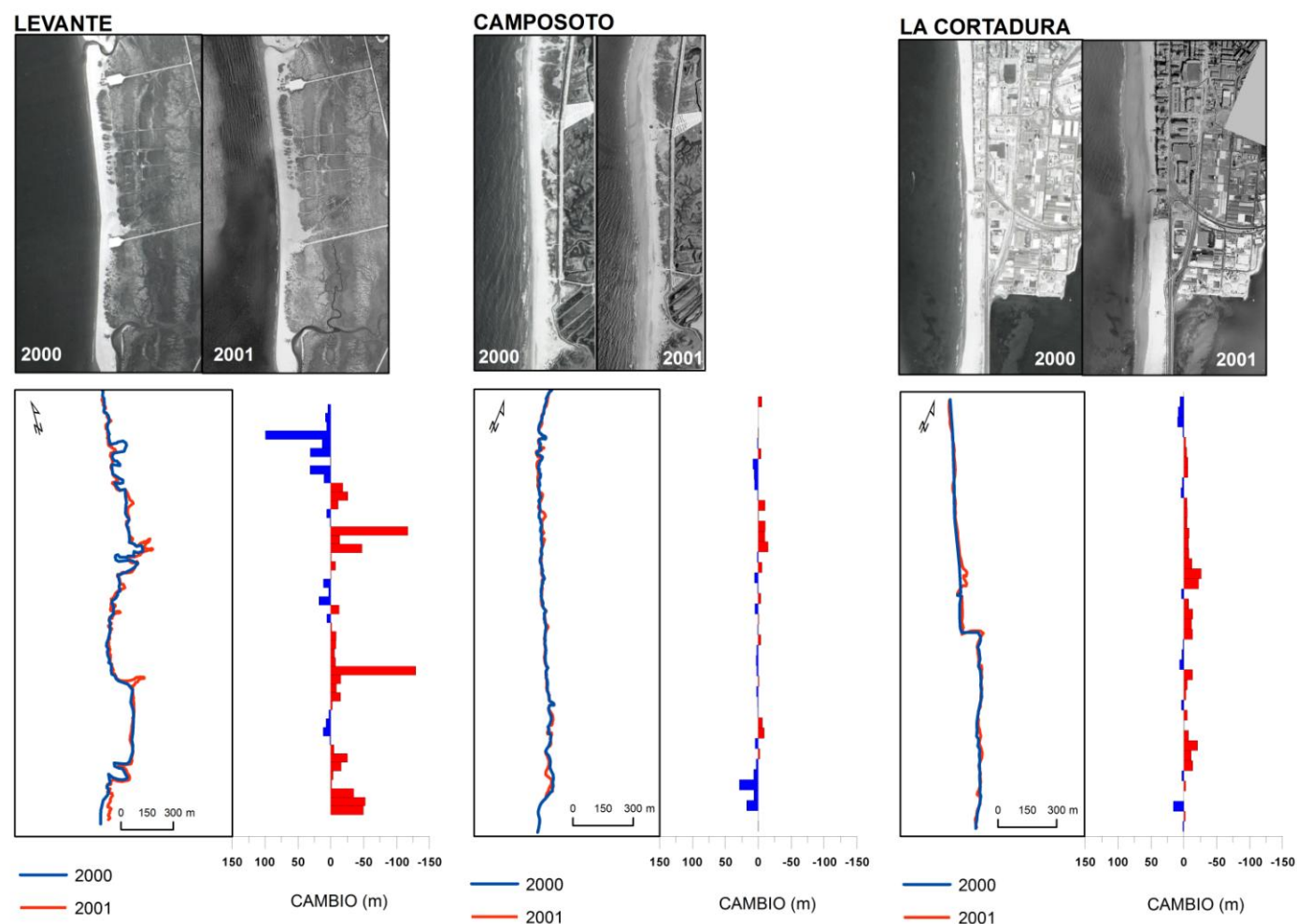


Figura 5.19. Reconstrucción de la línea de costa para el periodo 2000 - 2001.

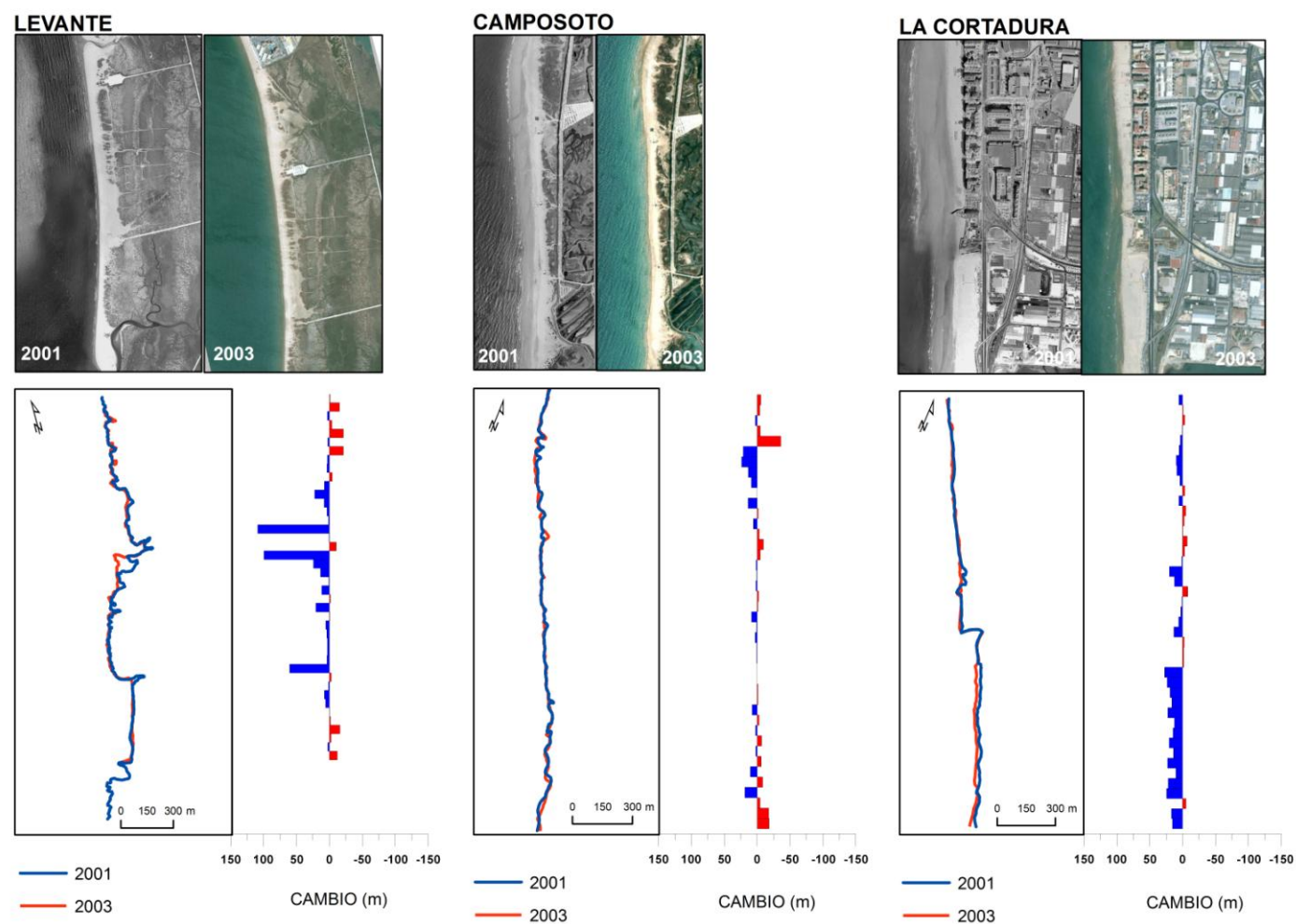


Figura 5.20. Reconstrucción de la línea de costa para el periodo 2001 - 2003.

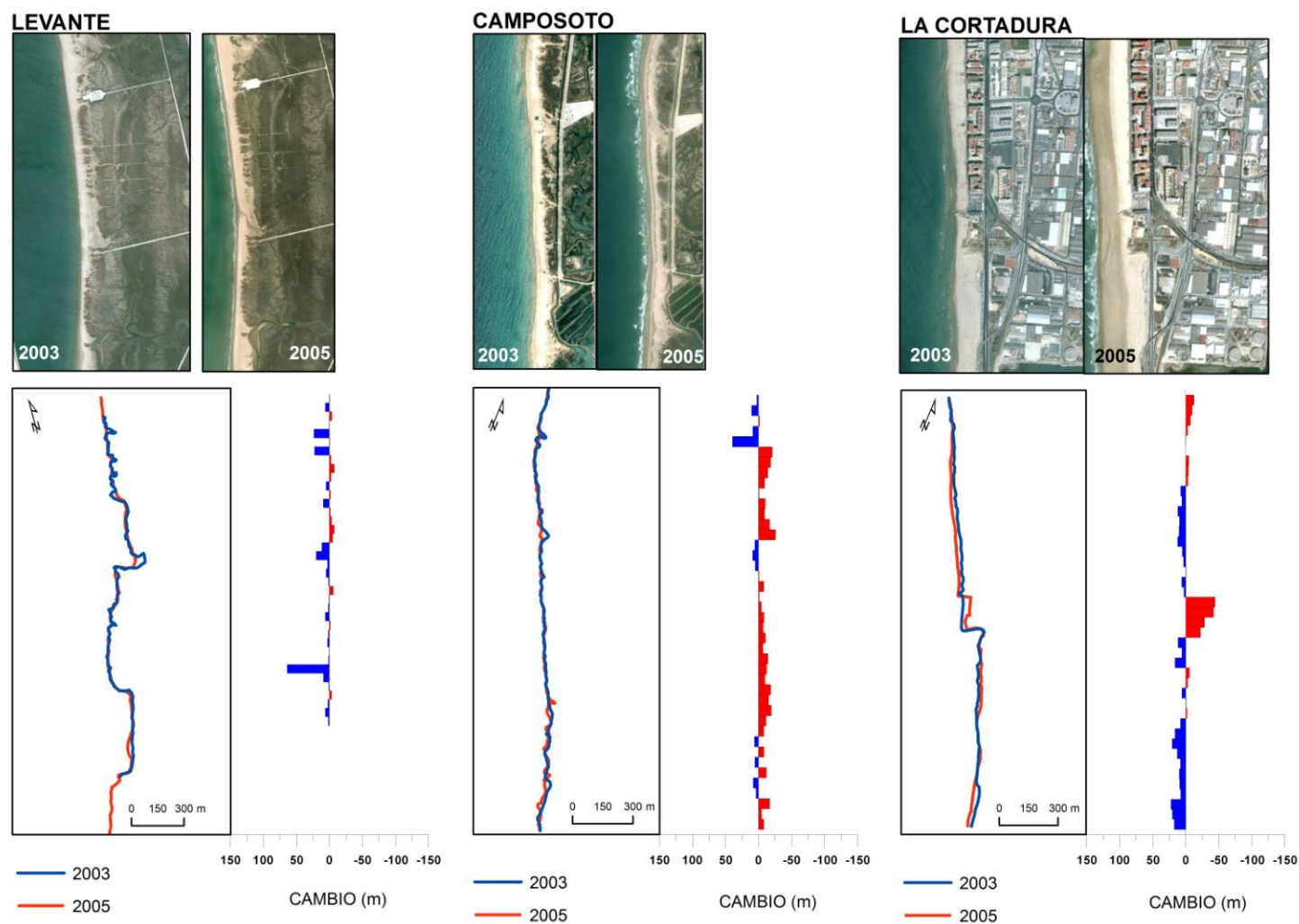


Figura 5.21. Reconstrucción de la línea de costa para el periodo 2003 - 2005.

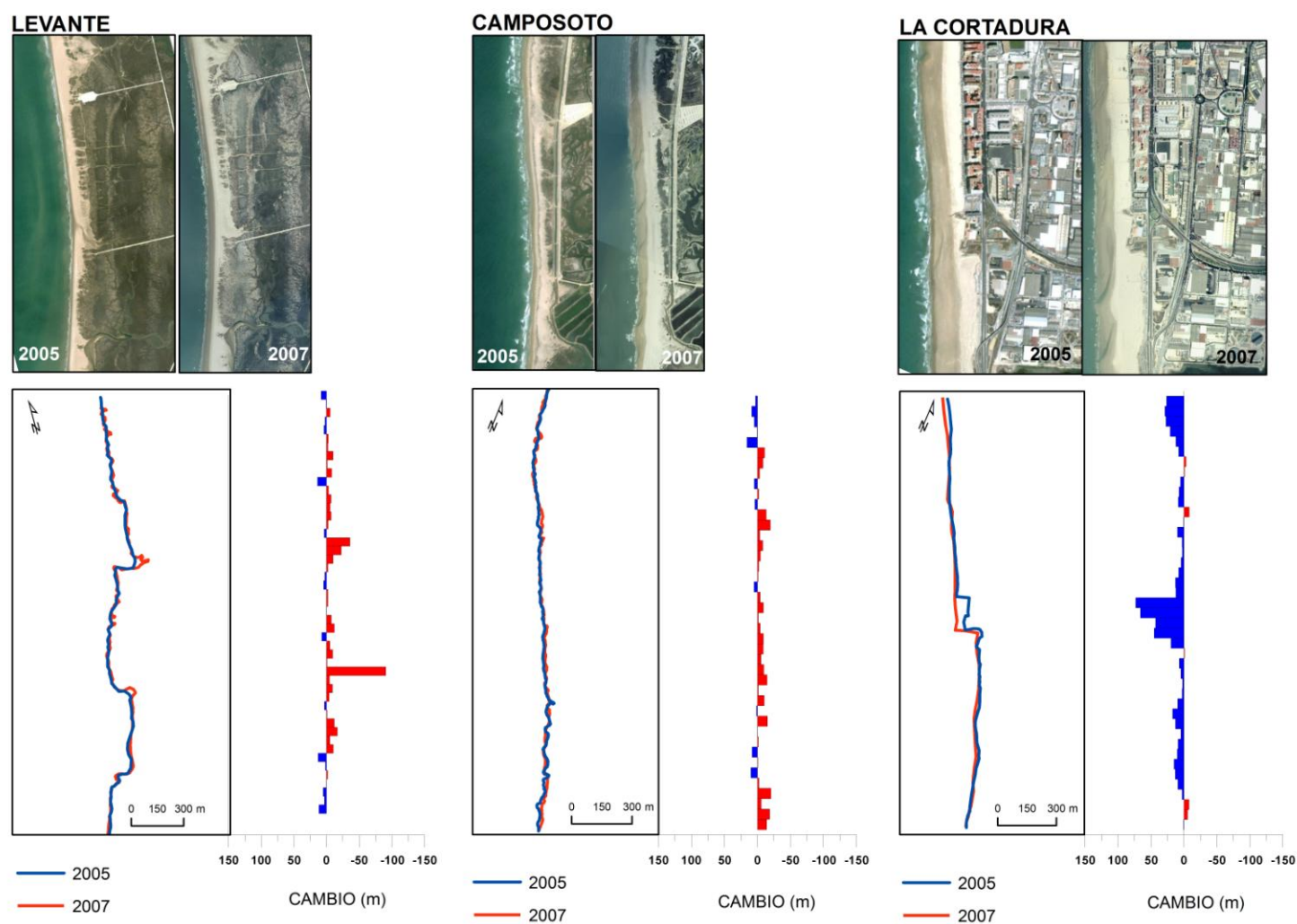


Figura 5.22. Reconstrucción de la línea de costa para el periodo 2005 - 2007.

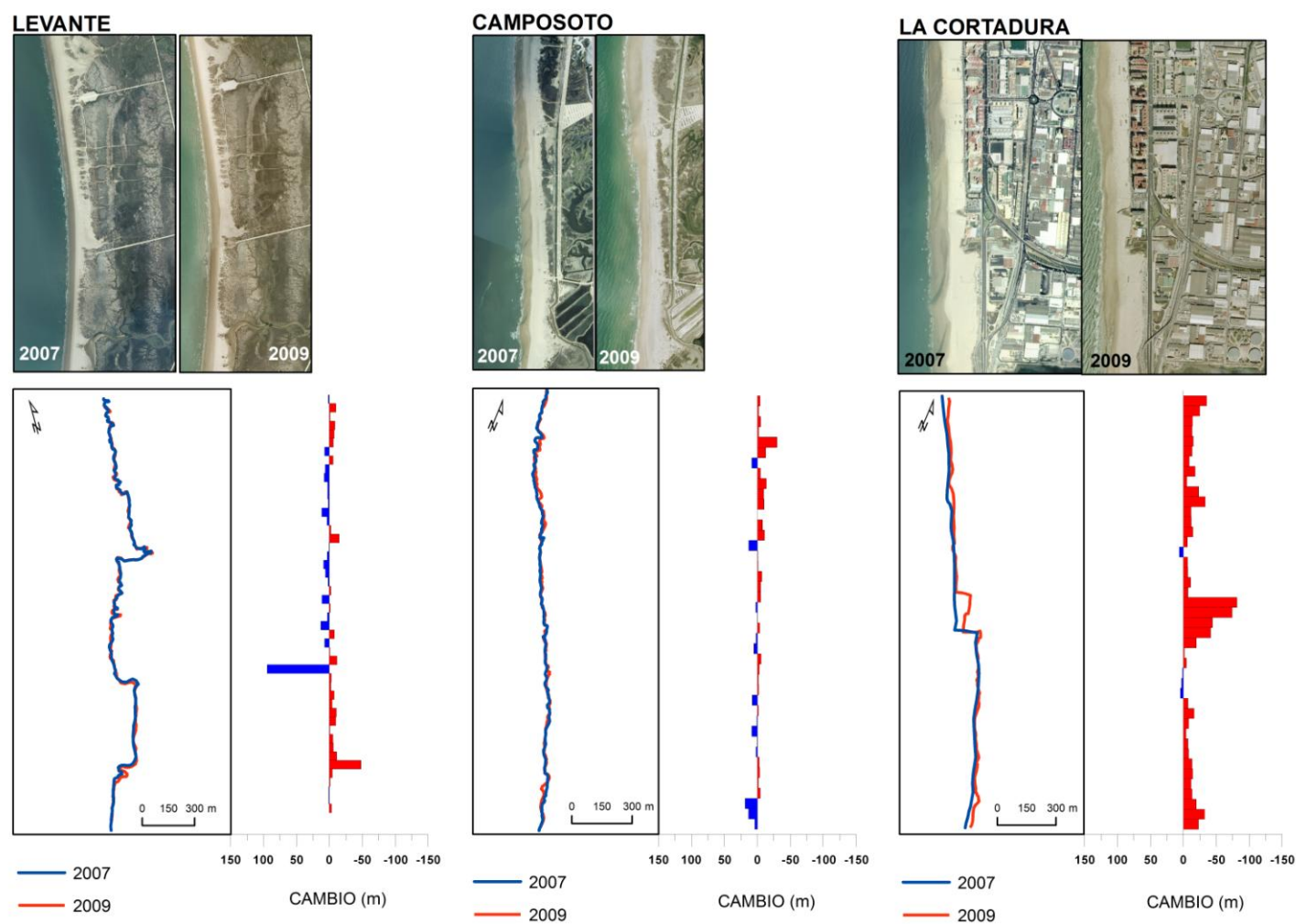


Figura 5.23. Reconstrucción de la línea de costa para el periodo 2007 - 2009.

En el invierno **2009 - 2010** se registraron retrocesos de hasta -113,8 m (valor medio: -31,24 m) en la playa de Levante, -89,2 m (valor medio: -12.5 m) en Camposoto y -33,2 m (valor medio: -11,74 m) en La Cortadura (figura 5.24).

Por último, los resultados totales de los parámetros estadísticos (EPR, AOR, AOE y LRR) empleados en el estudio de la tendencia de la línea de costa de las playas estudiadas para el periodo 1956 – 2010, se muestran en los gráficos representados en las figuras 5.25 a 5.27.

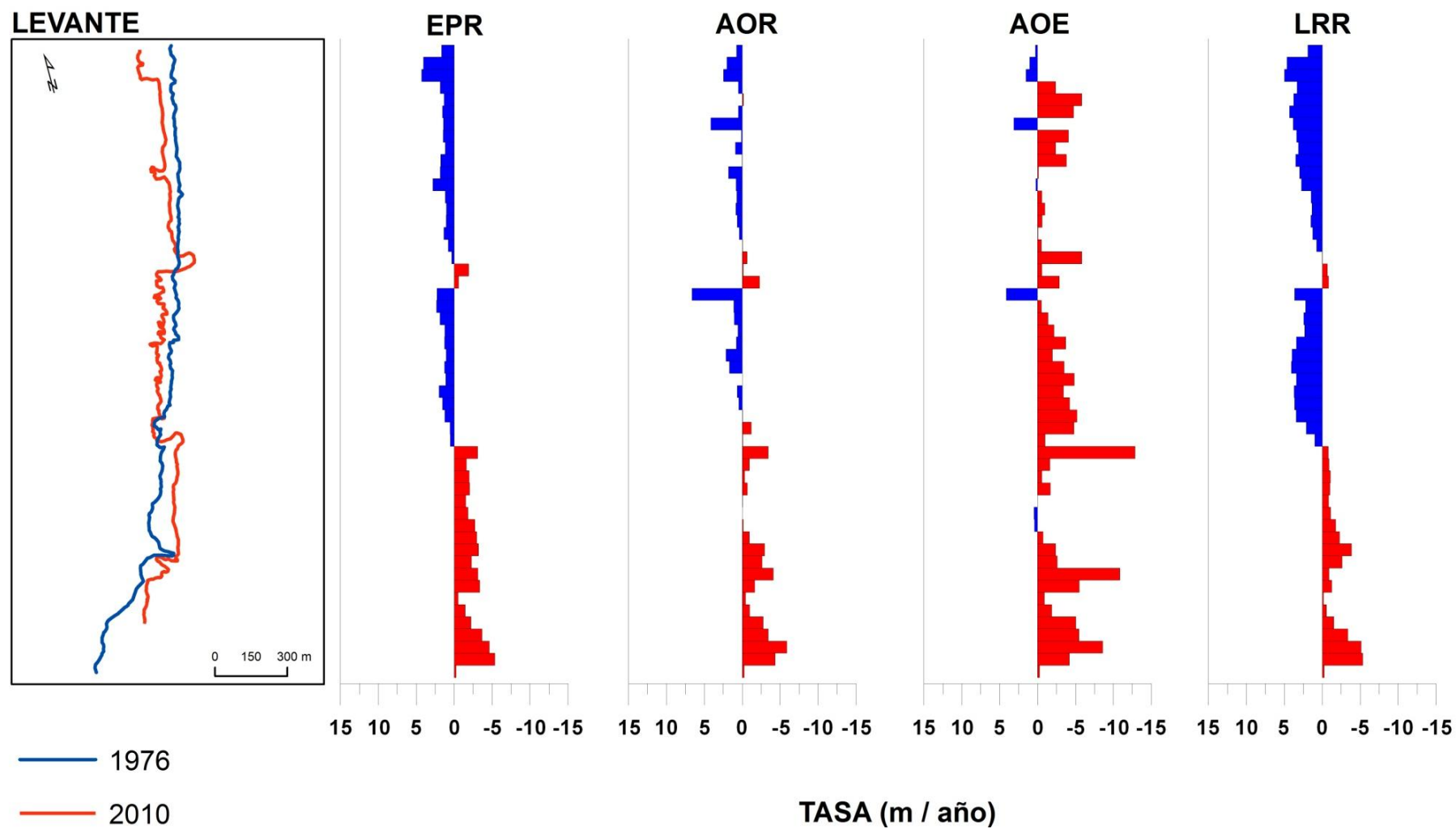


Figura 5.25. Gráficos estadísticos en la playa de levante para el periodo 1976 - 2010.

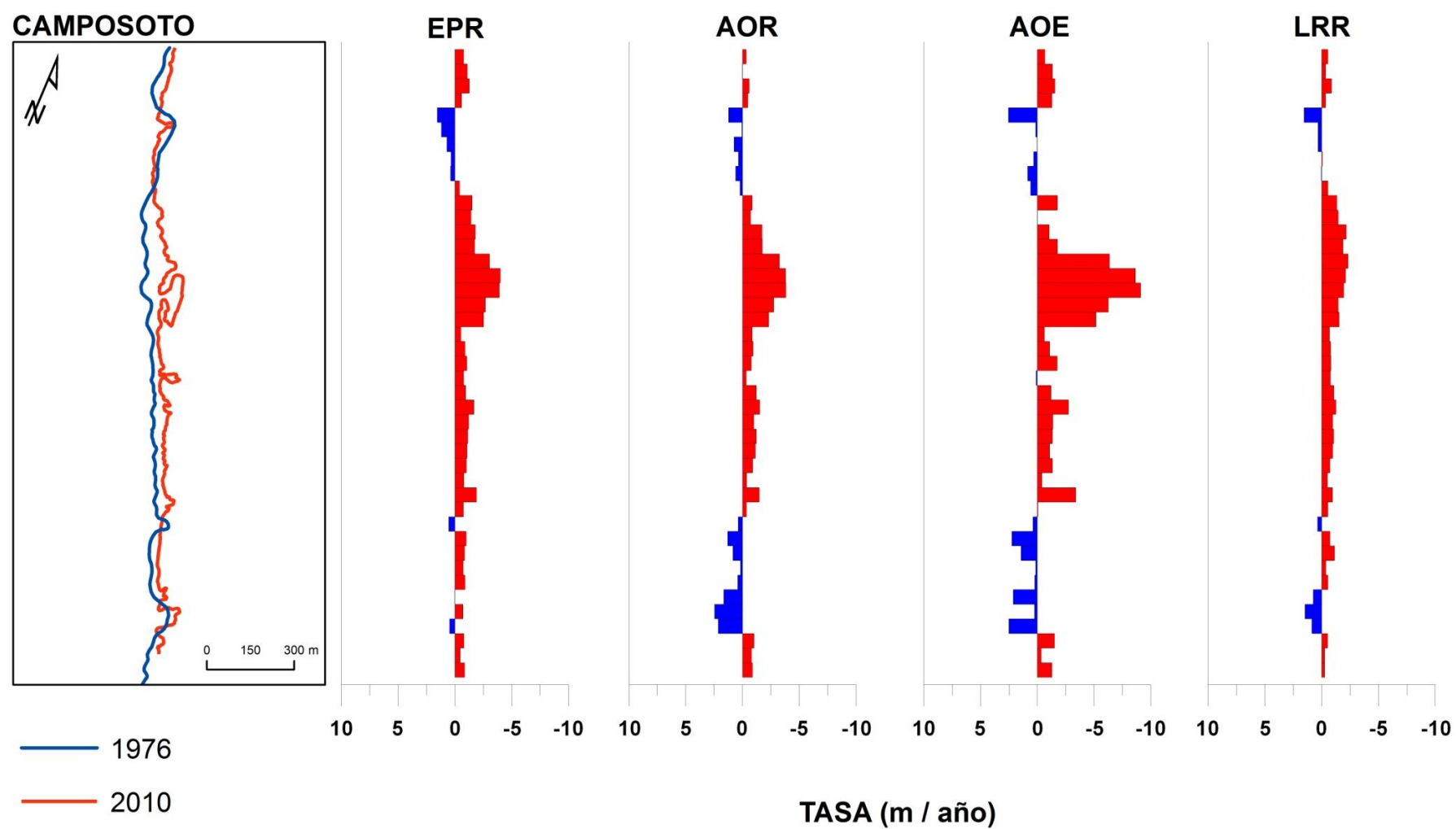


Figura 5.26. Gráficos estadísticos en la playa de Camposoto para el periodo 1976 - 2010.

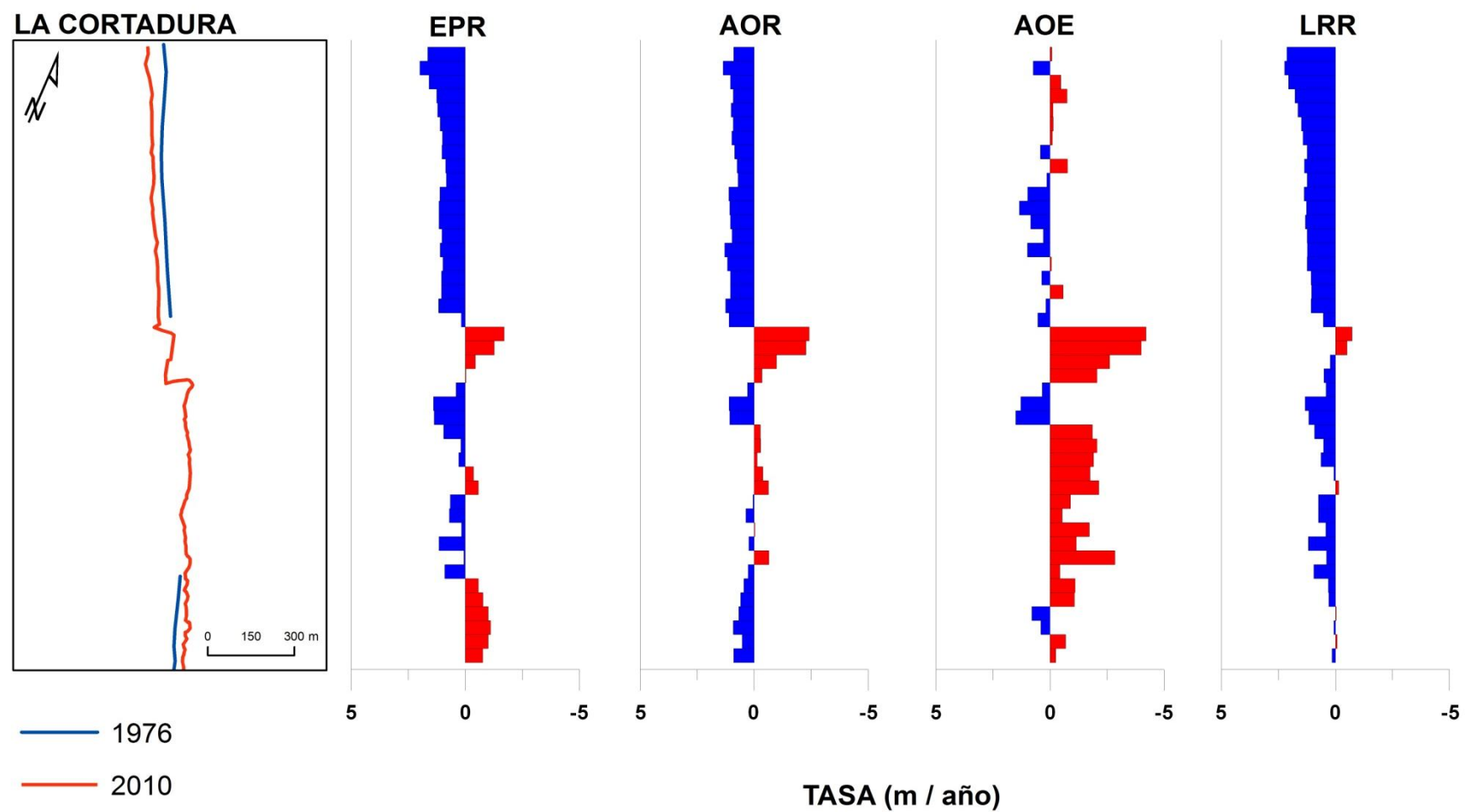


Figura 5.27. Gráficos estadísticos en la playa de levante para el periodo 1976 - 2010.

5.4 DISCUSIÓN

5.4.1 Eventos individuales y grupos de temporales en la costa de Cádiz

La región septentrional del océano Atlántico norte ha sido centro de un gran número de estudios orientados al entendimiento del clima marítimo y a la determinación de algún tipo de tendencia en el desarrollo de los fenómenos temporales (Bacon y Carter, 1991; Allan y Komar, 2000; Graham y Díaz, 2001; Geng y Sugi, 2001; Gulev et al., 2001; Dupuis et al., 2006; Komar y Allan, 2008; Soomere, 2008; Dodet et al., 2010). Contrariamente a lo expuesto anteriormente, las latitudes centro y sur han sido menos estudiadas, estando gran parte del conocimiento meteomarinero de esta áreas ligado a investigaciones efectuadas a mayores escalas a lo largo de todo el Océano Atlántico (Almeida et al., 2011).

Con la información disponible hasta el momento, se ha determinado la posible existencia de patrones que desarrollan un papel opuesto entre si en la variabilidad multi-decadal de los fenómenos temporales de oleaje (Almeida et al., 2011). Los patrones encontrados indican que en la zona norte del océano Atlántico se ha dado un aumento en el desarrollo de los temporales marinos mientras que en las zonas centro y sur se ha observado una tendencia opuesta (Kushnir et al., 1997; Wange y Swail, 2000; Swail et al., 2000; Dodet et al., 2010).

En lo que respecta a los grupos de temporales, los trabajos orientados a la determinación de sus tendencias son escasos y están documentados en un número restringido de publicaciones (Steetzel, 1993; Lee et al., 1998; Brinkemeir et al., 1999). A partir del estudio del clima marítimo del intervalo de tiempo 1975 - 2012 analizado en este trabajo, se pudo establecer el desarrollo de un total de 192 temporales de oleaje los cuales fueron divididos en 45 grupos (de mínimo 2 temporales cada uno) y 51 eventos individuales no agrupados (figura 5.28). Los promedios observados y la presencia - distribución de grupos de temporales encontrada en este trabajo es muy similar a la calculada para Cádiz y Huelva por Muñoz-Pérez y Enríquez (1998), Rodríguez et al. (2003) y para Faro en Portugal por Ferreira et al. (2009) y Almeida et al. (2011).

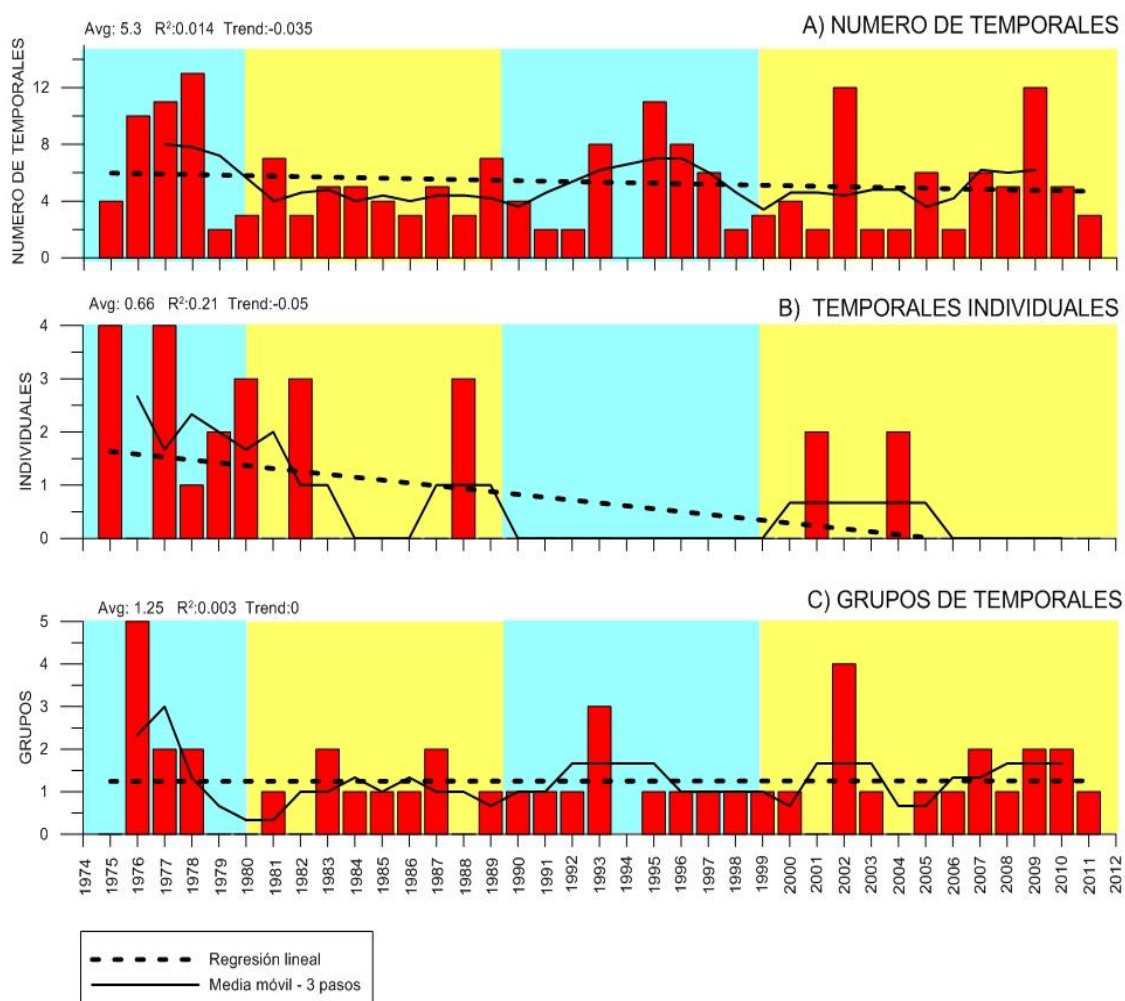


Figura 5.28. Distribución del número de temporales individuales y de grupos de temporales por invierno en la zona de Cádiz.

Gracias al análisis general de los resultados obtenidos se pudo determinar que no existe ningún tipo de tendencia (ya sea aumento o disminución) en el desarrollo y/o actuación de estos grupos de temporales, y a su vez, se sugiere un comportamiento de tipo cíclico a lo largo de la costa de Cádiz (figura 5.28). Este comportamiento, que fue descrito en el capítulo anterior para los temporales individuales, es ampliamente confirmado dentro de los trabajos realizados en las costas portuguesas y algunas partes del golfo de Cádiz por Menéndez et al. (2004), Anfuso y Gracia (2005), Ferreira et al. (2009), Rangel y Anfuso (2011 y 2012) y Almeida et al. (2011).

A pesar de la no existencia de una tendencia general definida para los 37 años estudiados, el análisis de los fenómenos temporales en intervalos de tiempo específicos (es decir décadas) dio como resultado un leve incremento tanto en la

formación de eventos individuales como de grupos de temporales (en los '80 se dieron 45 temporales - 9 grupos, en los '90 se dieron 46 temporales - 11 grupos y en la década 2000-2010 se registraron 53 temporales – 13 grupos - figura 5.28).

Específicamente, durante los últimos 12 años, es notorio el aumento en la ocurrencia de grupos de temporales en el litoral gaditano. Este aumento, al parecer, coincide con las altas tasas de erosión litoral registradas por autores como Benavente (2000), Anfuso et al. (2007), Plomaritis et al. (2009), Rodríguez-Polo (2009), Rangel y Anfuso (2011). La tendencia observada podría indicar que en las variaciones de la línea de costa a mediana escala temporal, en Cádiz, tiene una mayor influencia el desarrollo y sucesión de temporales individuales y grupos de temporales que el número, duración e intensidad de cada uno de estos eventos. Esto puede deberse a la lenta recuperación que se da en las playas, especialmente en aquellas con estados morfodinámicos disipativos, seguramente los más abundantes a lo largo del litoral de Cádiz. Este aparente aumento en los grupos de temporales durante la última década contrastaría con la naturaleza cíclica del clima marítimo dentro del golfo de Cádiz, la cual fue confirmada en el capítulo anterior y en los trabajos realizados a lo largo del área de estudio por Menéndez et al. (2004), Anfuso y Gracia (2005) y Rangel y Anfuso (2011).

Los resultados previamente mencionados junto a la ausencia notoria de una tendencia general, difieren notoriamente de lo obtenido por Kushnir et al. (1997), Wange y Swail (2000), Swail et al. (2000) y Dodet et al. (2010) quienes afirmaron que en la parte sur del océano Atlántico norte ha disminuido el desarrollo tanto de grupos como de temporales individuales.

Al compararse la distribución de grupos de temporales observada en este trabajo con las condiciones energéticas establecidas en Portugal por Almeida et al. (2010 y 2011), en Irlanda (O'Connor et al., 2011 y Esteves et al., 2011), Inglaterra (Phillips, 2008; Pye y Blott, 2008; Phillips y Crisp, 2010; Thomas et al., 2011) y Lituania (Dailidienė et al., 2011 y Kelpsaite et al., 2011) se encuentra un cierto grado de correlación para este tipo de fenómenos a lo largo de toda Europa. Dentro de estas investigaciones, en las que se realizaron análisis del clima marítimo y temporales muy similares a los

efectuados en este trabajo, se determinaron condiciones energéticas para los periodos 1993-1994, 1995-1996, 1996-1997, 2002-2003 y 2009-2010 en todos los sitios estudiados.

Para la costa de Cádiz, los periodos de tiempo previamente mencionados coinciden con años de condiciones energéticas altas. Se pudo determinar que durante estos años energéticos existen tres tipos de comportamiento asociados:

- i) El desarrollo de más de 8 temporales individuales.
- ii) El desarrollo de, por lo menos, dos grupos de temporales.
- iii) Sucesión en el desarrollo de los temporales.

Estos resultados ratifican la inexistencia de algún tipo de tendencia en el desarrollo de temporales y/o grupos de temporales en el área de estudio. Se observa más bien un resultado contradictorio ya que las posibles evidencias de un aumento de temporales que se encuentra al realizar un análisis a escala de décadas, contrasta con el carácter cíclico en el desarrollo de este tipo de fenómenos.

La alta variabilidad estacional e interanual de los datos obtenidos en este trabajo produce correlaciones y niveles de confianza muy bajos en las “aparentes” tendencias lineales halladas, lo cual podría generar errores e incertidumbres en cualquier tipo de proyección que se intente hacer para estos eventos en el futuro.

5.4.2 Cambios morfológicos y evolución de la línea de costa

Los cambios en la línea de costa medidos a lo largo del litoral gaditano en los últimos 50 años fueron analizados dentro de las investigaciones efectuadas por Martínez del Pozo (2000), Domínguez (2003), Del Río (2007), Anfuso et al. (2007) y Balbontín (2009), obteniéndose valores muy similares a los presentados dentro de este trabajo. Según estos autores diversos factores han tenido un efecto en el patrón espacial de desplazamiento y en las tasas de erosión/acreción en la costa de Cádiz. Entre estos factores se incluyen cambios en la batimetría cercana a la costa, eventos extremos de

oleaje y cambios en el régimen del transporte sedimentario inducidos en parte por obras ingenieriles y en parte por factores naturales.

En general, los desplazamientos más importantes del pie de duna, en la playa de Levante, se observaron en correspondencia de la desembocadura de caños maréales y fueron debidos a la migración de la parte final de los mismos.

Las magnitudes de desplazamiento de la línea de costa (pie de duna), el número de desbordamientos cartografiados y sus áreas totales son presentadas en la figuras 5.29 - 5.31. En estas graficas se observa como a lo largo de las playas estudiadas, tanto el número de desbordamientos y sus áreas asociadas, tuvieron comportamientos muy similares, aun contando con diferentes órdenes de magnitud. En lo que respecta a los valores de desplazamiento en el pie de duna (y sus respectivas tasas de erosión/acreción), se determinó cierto grado de correspondencia entre playas según su estado morfodinámico. Esto se deduce al establecerse un patrón de desplazamiento de la línea de costa relativamente similar en las playas de Levante y La Cortadura, en cuanto ambas playas presentan estados morfodinámicos disipativos – ultradisipativos. Dicho comportamiento difiere del observado en la playa de Camposoto, que presenta un estado morfodinámico intermedio. Este mismo tipo de respuesta (en función al estado morfodinámico) fue descrito en el Golfo de México por Houser y Greenwood (2005) y Houser y Hamilton (2009) y en algunas playas de Cádiz (Valdelagrana, La Barrosa y Mazagón) por Reyes et al. (1996 y 1999) y Rangel y Anfuso (2011).

De igual forma, el análisis de la figura 5.29 permite identificar tres periodos de tiempo en donde son claros los cambios en las magnitudes de las tres variables estudiadas. Un primer periodo, correspondiente al intervalo **1976 – 2001**, se caracterizó por valores de desplazamiento altos, alternancia en los procesos de erosión - acreción y uniformidad en la formación de los abanicos de desbordamiento en las playas de Levante y Camposoto. El segundo periodo, correspondiente a los años **2001 – 2005**, presentó valores bajos de desplazamiento de la línea de costa, predominio de la acumulación, y aumentos relativos en el número de desbordamientos pero no en el área total de estos. El tercer periodo (**2005 – actualidad**) estuvo ampliamente

caracterizado por el retroceso de la línea de costa, la disminución en el número de abanicos de desbordamiento y el aumento del área ocupada por estos, principalmente en la playa de Levante.

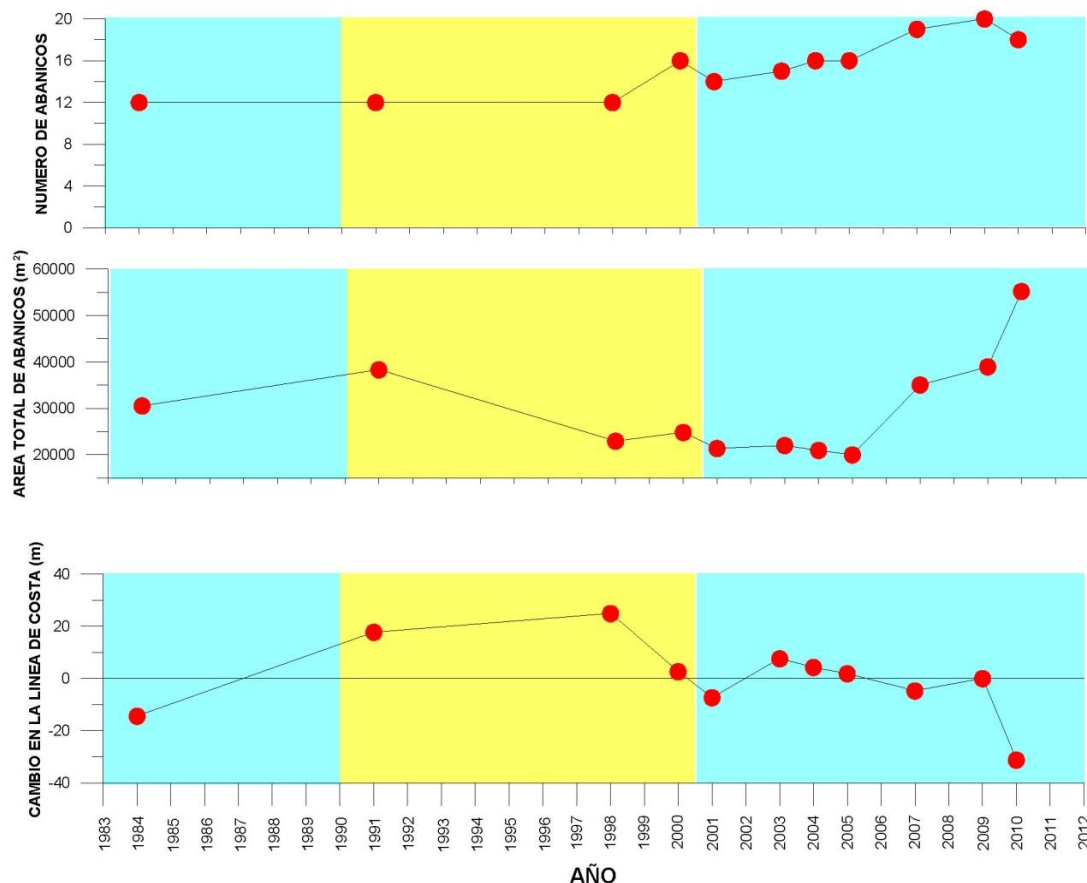


Figura 5.29. Número de abanicos de desbordamiento cartografiados, áreas totales y magnitudes de desplazamiento de la línea de costa medidas en la playa de Levante.

Aunque es evidente que durante los últimos 12 años se observó un aumento en los valores de retroceso de la línea de costa y en las áreas asociadas a los abanicos de desbordamiento, la percepción generalizada que se tiene acerca del incremento en las tendencias erosivas en los últimos 50 años, en la costa de Cádiz, no puede ser plenamente confirmada y más si se mira a la luz de los eventos extremos de oleaje.

Esto se debe a que los cambios morfológicos y los cambios en la línea de costa, al igual que el desarrollo de temporales, ostentan un comportamiento cíclico a lo largo de la zona de estudio. Este comportamiento morfológico denominado como “ciclos de erosión – acreción” por Douglas y Crowell (2000) y Fenster et al. (2001) es típico de costas altamente influenciadas por los eventos extremos de oleaje. Douglas y Crowell

(2000), Fenster et al. (2001) y Forbes et al. (2004) consideran que después de que una línea de costa se erosiona, el proceso de acumulación (recuperación) puede continuar hasta por una década y el retorno a las condiciones iniciales dependerá de la duración e intensidad de cualquier temporal individual, grupo de temporales o sucesión de temporales que intervenga nuevamente en la zona.

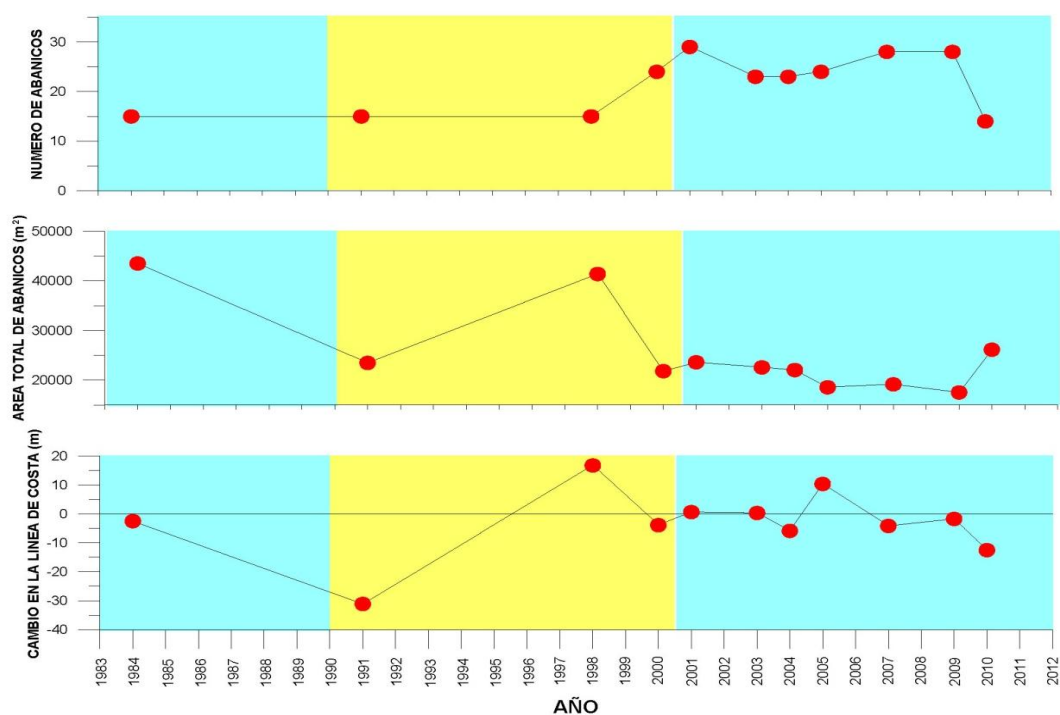


Figura 5.30. Número de abanicos de desbordamientos cartografiados, áreas totales y magnitudes de desplazamiento de la línea de costa medidas en la playa de Camposoto.

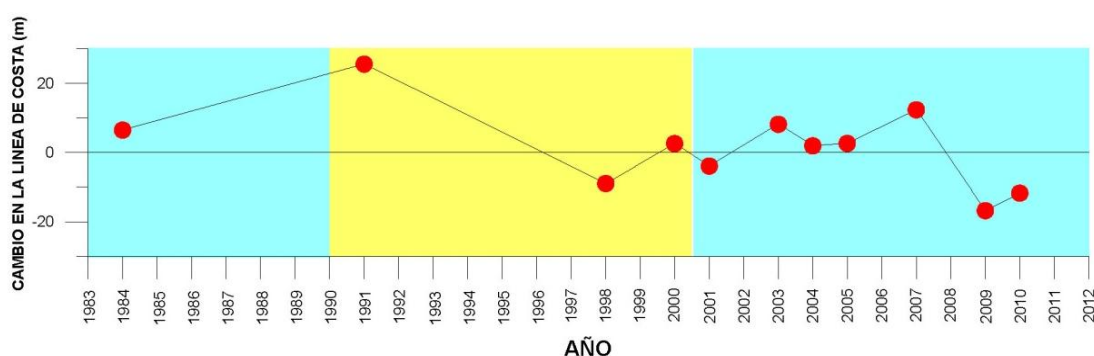


Figura 5.31 Magnitudes de desplazamiento de la línea de costa medidas en la playa de La Cortadura.

A la luz de los datos obtenidos en este capítulo, se determinó que, en las dunas de las áreas estudiadas, se da un proceso de recuperación a “mediano plazo”. En detalle, de

acuerdo a los datos obtenidos, se estableció que un periodo de 3 a 5 años de buenas condiciones climáticas podría ser suficiente para la formación de dunas embrionarias. Los tiempos de recuperación previamente mencionados son muy similares a los determinados en playas cercanas por Benavente et al. (2000) y Anfuso et al. (2007), y a los observados en el Golfo de México por Stone et al. (2004) y Houser y Hamilton (2009) en playas parecidas a aquellas estudiadas en este trabajo.

Los procesos de formación y recuperación de las dunas en el litoral investigado están relacionados con el transporte de sedimento proveniente de la playa o de zonas marinas próximas al litoral (como observado en el litoral de Rota por Domínguez, 2003 y Anfuso et al., 2007), o de fuentes cercanas en tierra, esencialmente abanicos de desbordamiento o mantos eólicos desarrollados sobre marismas o zonas ligeramente vegetadas, siendo este el caso de las playas de Levante y Camposoto. Dicho proceso es particularmente evidente en la playa de Levante donde los abanicos entran en tierra por varias decenas de metros (Figuras 5.4 - 5.14). Dichos depósitos arenosos están expuestos a vientos provenientes del E – SSE (denominados vientos de Levante) que transportan el sedimento de tierra hacia mar favoreciendo de esta manera el crecimiento de las dunas. Finalmente, en las playas de Levante y Camposoto, tal como observado en otras zonas litorales (Morton et al., 1994 y Snider y Boss, 2002), la vegetación desarrolla un papel importante en la estabilización de las dunas: la *Ammophila arenaria* y otras gramináceas atrapan el sedimento contribuyendo así al crecimiento vertical de la duna, y en general la vegetación favorece la acumulación de sedimentos en su zona de sombra y así la formación de nuevas dunas embrionarias.

5.4.3 Eventos extremos de oleaje, patrones de teleconexión y cambios morfológicos – desplazamientos en la línea de costa

El papel que juegan los eventos extremos de oleaje en los procesos de erosión de playas y dunas ha sido motivo de un amplio debate en lo que respecta a la geomorfología costera. Autores como Bryant (1988), Southgate y Capobianco (1997) y Ferreira (2005) sugieren que, en la erosión de una zona litoral, la frecuencia - secuencia de actuación de los temporales puede llegar a ser más importante que la

energía misma del oleaje asociada a un determinado evento. Del mismo modo, Lee et al. (1998) determinaron que secuencias continuas de temporales individuales y/o grupos de temporales débiles, pueden actuar de manera similar e incluso ser más dañinos que diversos eventos extremos separados en el tiempo.

De acuerdo a los datos presentados a lo largo de este capítulo, al parecer no existe una relación directa entre las condiciones energéticas observadas (número de temporales, duración y contenido energético) y los desplazamientos de la línea de costa registrados en las playas estudiadas. Más bien, las tasas de erosión encontradas, estarían relacionadas con el impacto de grupos de temporales y principalmente con su sucesión temporal. Los inviernos de 1996-1997, 1997-1998, 2000-2001, 2008-2009 y 2009-2010 son un buen ejemplo de esto ya que durante dichos periodos el pie de duna presentó retrocesos de hasta 31 m como resultado de la intervención sucesiva tanto de eventos individuales como de grupos de temporales.

Comportamientos similares fueron establecidos por autores como Van Enckevort y Ruessink (2003), Forbes et al. (2004), Ferreira (2005), Callagan et al. (2008), Rangel y Anfuso (2011) y Vousdoukas et al. (2011) que encontraron tasas de erosión altas, destrucción de dunas y daños a estructuras durante inviernos en donde dominaron las sucesiones de temporales así como el desarrollo de más de un grupo de estos.

Morton et al. (1995) y Ferreira (2005) afirmaron que la vulnerabilidad asociada a los eventos extremos de oleaje parcialmente depende de la diferencia existente entre la frecuencia de actuación de una tormenta o grupos de tormentas y el tiempo de recuperación existente entre estas. De lo anterior se podría considerar que la erosión observada en las dunas del litoral de Cádiz se verá incrementada en el momento en que la frecuencia en el desarrollo de temporales exceda la recuperación de las dunas a tan solo uno de estos eventos. Además, la sucesión de eventos extremos de oleaje parece adquirir mayor importancia que el agrupamiento de estos, debido a que eventos extremos llegan más fácilmente a la parte alta de la playa y afectan las dunas y a que su velocidad de recuperación es a “mediano plazo”, es decir tiene lugar a escala de meses a años.

Finalmente se ha considerado que la Oscilación del Atlántico Norte y La Oscilación Ártica son los patrones de teleconexión regional responsables del clima invernal en el Océano Atlántico Norte desde Norteamérica hasta Europa (Thomas et al., 2011). Así mismo, estos dos patrones de teleconexión, son las fuentes de variabilidad interanual en el clima meteomarinero dentro del golfo de Cádiz (Rangel y Anfuso, 2011). Para el periodo 1976-2011 se observaron oscilaciones irregulares en los índices invernales de ambos patrones de teleconexión, destacándose un predominio de valores negativos en los últimos 12 años.

Phillips y Crisp (2010), Almeida et al. (2011) y Rangel y Anfuso (2011) demostraron que aumentos numéricos (ya sean positivos o negativos) de los índices AO y NAO traen consigo un mayor desarrollo de eventos extremos de oleaje. Por consiguiente, se podría esperar que los cambios a mediana escala en las playas estudiadas estén ligados a las variaciones en estos patrones de teleconexión.

Para corroborar esta afirmación se efectuaron una serie de análisis de regresiones lineales y test de correlación de Pearson, que compararon las tasas de desplazamiento medidas en cada una de las playas entre 1976 y 2011, con los índices NAO y AO (Tabla 5.1). Cabe resaltar que dentro de este análisis solo se utilizaron los inviernos con fases neutrales a fuertemente negativas de la NAO y AO ya que, como se determinó anteriormente, presentan un cierto nivel de correlación con los índices energéticos calculados para los eventos extremos de oleaje (Tabla 5.1)

Gracias a esta prueba de correlación se confirmó que las fases neutrales a fuertemente negativas de la NAO y AO presentan un alto grado de correspondencia con el grado de agrupamiento - sucesión de los temporales y las tasas de erosión registradas en las dunas de Cádiz. Resultados similares fueron obtenidos por Thomas et al. (2010 y 2011) y Esteves et al. (2011), quienes determinaron condiciones energéticas altas así como cambios a mediano y corto plazo asociados a condiciones negativas de la NAO en el Reino Unido.

Tabla 5.1. Correlaciones de Pearson para las tasas de desplazamiento medidas en cada una de las playas durante los inviernos con fases negativas de la NAO y AO.

		NAO	AO
EPR (VALDELAGRANA)	Correlación	0,671	0,875
	Valor de P	0,215	0,052
	R ²	0,451	0,766
EPR (CAMPOSOTO)	Correlación	0,530	0,658
	Valor de P	0,358	0,227
	R ²	0,281	0,433
EPR (LA CORTADURA)	Correlación	0,965	0,638
	Valor de P	0,008	0,246
	R ²	0,931	0,408
NÚMERO DE TEMPORALES	Correlación	-0,814	-0,792
	Valor de P	0,094	0,111
	R ²	0,663	0,627

No es realista esperar una respuesta inmediata de la playa a los cambios en los índices NAO y AO (Thomas et al., 2011). Sin embargo, las correlaciones entre las tasas de desplazamiento y los valores de NAO y AO pueden ser una herramienta estadística útil que permitirá la determinación de la respuesta de una zona litoral ante condiciones climáticas determinadas. Para esto se efectuaron regresiones lineales múltiples en cada una de las playas estudiadas obteniendo un modelo numérico de respuesta de las playas que dependería de los índices NAO y AO (Figura 5.32, formulas 5.1 -5.3 y Tabla 5.2)

El análisis anteriormente descrito concluye que para el litoral gaditano la erosión a mediano plazo, producto de la actuación de los eventos extremos de oleaje, estaría asociada a temporadas invernales con índices negativos a neutrales de la NAO y AO, dentro de los cuales se dan cambios de fase abruptos de estos dos patrones de teleconexión (como se explicó en el capítulo 4) favoreciendo el desarrollo de temporales y grupos de temporales de forma sucesiva.

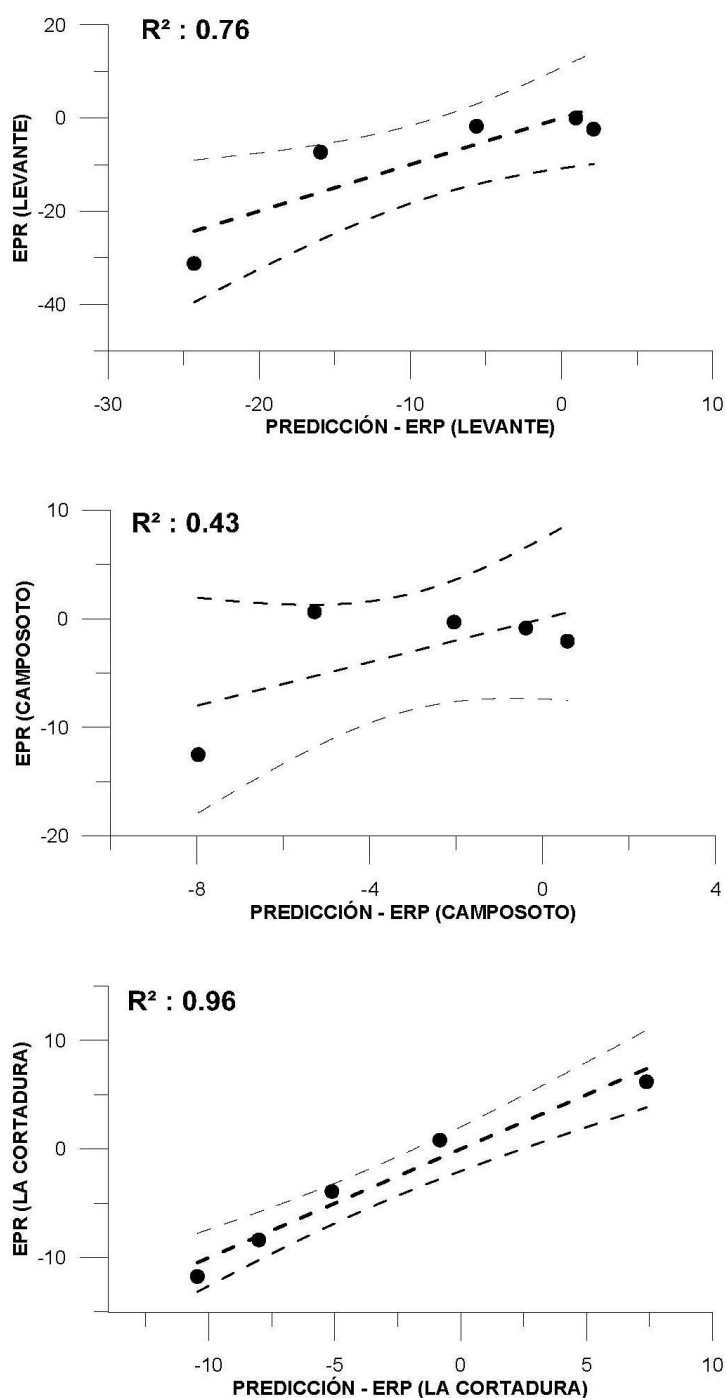


Figura 5.32. Regresiones lineales múltiples realizadas en las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura.

Las tasas de cambio fueron:

$$\text{Playa de Levante} = -3.75 - (0.54 \text{ NAO}) + (10.61 \text{ AO}) \quad (5.1)$$

$$\text{Playa de Camposoto} = -1.75 - (0.38 \text{ NAO}) + (3.07 \text{ AO}) \quad (5.2)$$

$$\text{Playa La Cortadura} = -7.31 - (13.54 \text{ NAO}) + (1.87 \text{ AO}) \quad (5.3)$$

Tabla 5.2. Valores estadísticos correspondientes a los modelos de respuesta encontrados en las tres playas objeto de estudio.

a) Levante

Fuente	Valor	Desviación típica	t	Pr > t	Límite inferior (95%)	Límite superior (95%)
Intersección	-3,757	6,467	-0,581	0,620	-31,584	24,070
NAO	-0,540	11,261	-0,048	0,966	-48,992	47,912
AO	10,612	6,464	1,642	0,242	-17,199	38,424

b) Camposoto

Fuente	Valor	Desviación típica	t	Pr > t	Límite inferior (95%)	Límite superior (95%)
Intersección	-1,755	4,180	-0,420	0,715	-19,739	16,229
NAO	0,381	7,278	0,052	0,963	-30,933	31,695
AO	3,072	4,178	0,735	0,539	-14,902	21,047

c) La Cortadura

Fuente	Valor	Desviación típica	t	Pr > t	Límite inferior (95%)	Límite superior (95%)
Intersección	-7,314	1,396	-5,239	0,035	-13,322	-1,307
NAO	13,524	2,431	5,563	0,031	3,064	23,984
AO	-1,880	1,395	-1,347	0,310	-7,884	4,124

Para mejorar el grado de certeza de lo anteriormente mencionado es necesario un análisis comparativo de los patrones de teleconexión regional y las tasas de cambio de la línea de costa en un periodo de tiempo mucho más largo. Adicionalmente debe tenerse muy presente que factores como la variabilidad de los cambios longitudinales podría añadir cierto grado de dificultad a la hora de examinar las relaciones existentes entre la NAO y AO y los desplazamientos de la línea de costa en tramos mucho más largos (Esteves et al., 2011) y los problemas asociados al hecho de identificar la línea de costa con el pie de duna, indicador que presenta procesos erosivos elevados y rápidos pero recuperación lenta (esto falsea la “ciclicidad” de los cambios).

5.4.4 Consideración metodológica

Al fin de comprender a pleno los resultados obtenidos hay que pensar que en este estudio se consideró el pie de duna como indicador de la línea de costa, y este hecho tiene unas limitaciones debidas a diferentes factores (Anfuso et al., 2007). Las variaciones observadas de dicho parámetro están claramente relacionadas con la

disponibilidad de vuelos existentes, así que los resultados obtenidos dependen en parte del espaciado temporal de las fotos disponibles. Hay también que aclarar que las variaciones del pie de duna, es decir el avance y el retroceso, tienen lugar a diferentes escalas temporales. Los procesos erosivos son rápidos y tienen lugar a una escala temporal de horas y días, la acreción tiene lugar a una escala temporal mucho más lenta, de meses a años (Komar, 1998). Además, si se compara el pie de duna con otros indicadores como la línea de contacto entre mar y tierra, comúnmente usada como indicador de la línea de costa en ambientes micromareales (Moore, 2000), su avance resulta mucho más lento.

CAPÍTULO 6

EVOLUCIÓN ENTRE 2009-2012 DE LOS SECTORES DE PLAYA ESTUDIADOS

*Too many men
Too many people
Making too many problems
And not much love to go round
Can't you see
This is a land of confusion.*

(Land of Confusion – Phil Collins)

6.1 INTRODUCCIÓN

El estudio de la evolución litoral demanda un análisis desde una perspectiva general, que ha de tener en cuenta la totalidad de los procesos que suceden a diferentes escalas de tiempo y espacio. Este análisis debe considerar las escalas evolutivas a mediano y corto plazo en sus dos direcciones principales (Sánchez-Arcilla y Jiménez, 1995):

- i) Longitudinal, en la que se estudian los cambios en planta (mediano plazo, por medio de fotos aéreas e imágenes de satélite).
- ii) Transversal, en la que se estudian los cambios en el perfil de playa (corto plazo, por medio de levantamientos topo-batimétricos).

Aunque en algunas playas los eventos extremos de oleaje pueden tener una influencia mínima (Lei y Cai, 2005), en general estos eventos representan un factor importante que controla la evolución de la línea de costa a corto, mediano y largo plazo (Stone y Orford, 2004). Estos fenómenos son los responsables de grandes cambios morfológicos, pérdidas económicas importantes y muertes a lo largo de diferentes zonas litorales del mundo (Bacon y Carter, 1991).

Se ha demostrado que la respuesta de la playa a los eventos extremos de oleaje puede fluctuar en función del estado morfodinámico de las playas y las características del temporal (Rangel y Anfuso, 2011). Los efectos de los temporales de oleaje en playas son muy importantes ya que activan la migración de barras, la modificación del frente de playa, la erosión de bermas y dunas, además de la creación de abanicos de desbordamiento (Sallenger, 2000; Stockdon et al., 2007).

Después de la actuación de un temporal, las formas y características de la recuperación del sistema playa – duna cambia mucho de una playa a otra, incluso dentro de la misma playa, siendo en general la playa trasera la parte del perfil que más lentamente se recupera (Morton et al., 1994).

Las observaciones de los impactos de los eventos extremos de oleaje en las zonas litorales se han llevado a cabo usando diversas metodologías que incluyen el uso de fotos aéreas, imágenes de satélite y levantamientos topo-batimétricos. Gracias a estos últimos se ha podido deducir que los temporales tienen una alta influencia dentro del sistema costero logrando importantes cambios morfológicos dentro de este, llegando incluso a cambiar completamente la morfología previamente establecida por procesos actuantes a largo plazo (Morton et al., 1995).

Los levantamientos topo-batimétricos de perfiles de playa constituyen un método práctico y rápido que permite caracterizar una playa, evaluar su evolución a corto plazo y, en nuestro caso, monitorear los cambios en la morfología relacionados con la intervención de eventos extremos de oleaje. Este tipo de levantamientos se viene realizando desde principios de siglo XX, empleando diferentes técnicas cada vez más sofisticadas (King, 1972; CERC, 1984; Horikawa, 1988; Carter, 1988; Komar, 1998).

Entre las primeras herramientas empleadas se destacan el nivel, el teodolito y ya más recientemente la estación total, debido a que son instrumentos de fácil transporte y manejo que permiten la realización de levantamientos topográficos rápidos de la playa, demandando solo de un operador y de un peón que se va moviendo a lo largo del transepto o de la porción de playa a estudiar (en el caso de la estación total). Finalmente, en las últimas décadas, se están usando los sistemas de posicionamiento global (GPS, *Global Positioning System*) de tipo diferencial, debido a que permiten la realización de levantamientos de forma más rápida y detallada.

Diversos estudios han utilizado el levantamiento de perfiles de playa como metodología principal y se han centrado en la evaluación de los efectos de eventos extremos de oleaje en zonas micromareales (Morton et al., 1994; Zhang et al., 2002; Stone y Orford, 2004). Otros autores han investigado la respuesta morfológica de las playas y dunas ante la actuación de temporales en ambientes costeros macromareales (Cooper et al., 2004; Ruz y Meur-Férec, 2004). Son pocos los estudios que han determinado los impactos de los temporales y la recuperación de playa en ambientes costeros disipativos y mesomareales (Maspataud et al., 2009).

En España este tipo de estudios han sido llevados a cabo por diversos autores en diversas zonas litorales. Por ejemplo, Martínez et al. (1987) describieron los movimientos transversales y longitudinales que sufrían las playas en la Isla de Gran Canaria. Medina et al. (1995) caracterizaron la variabilidad de los perfiles de diferentes playas ubicadas principalmente en la costa del Cantábrico, destacando cómo no todos los puntos de un mismo perfil varían con la misma magnitud y ni siquiera con la misma tendencia.

Específicamente, dentro del entorno de la bahía de Cádiz, destacan los trabajos de Muñoz-Pérez (1996), Reyes (1997), Benavente (1997, 2000) y Anfuso (2001), que se enfocaron en el conocimiento de los procesos morfodinámicos y de la evolución a corto, medio y largo plazo de las playas ubicadas dentro de esta zona litoral. Todos los estudios previamente mencionados abordaron la evolución de diferentes tramos costeros de la Bahía a mediano y corto plazo sin ahondar en la posible injerencia que tuvo dentro esta la actuación de los eventos extremos de oleaje.

Dentro de este capítulo se presenta la evolución, entre 2009 y 2012, de tres zonas litorales ubicadas en la bahía de Cádiz, caracterizadas mediante la realización de detallados levantamientos 3D realizados mediante GPS usado en modo diferencial (DGPS). Este análisis se efectuó mediante el cálculo de los cambios morfológicos -volumétricos y la evaluación de los mecanismos de respuesta de los sistemas playa-duna ante la actuación de los eventos extremos de oleaje.

El análisis de la evolución -durante el intervalo 2009 -2012 – se efectuó dentro de tres áreas ubicadas dentro de las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura, en la Provincia de Cádiz (Figura 6.1). La playa de Levante está localizada dentro de la flecha litoral de Valdelagrana en la parte sur de El Puerto de Santa María, la playa de Camposoto está ubicada en la flecha litoral de Sancti Petri, en el término municipal de San Fernando, y la playa de La Cortadura corresponde a un set de dos playas, una urbana y otra seminatural, situadas en la ciudad de Cádiz (Figura 6.1). Cada área estudiada cuenta con una longitud variable entre 250 m (sector urbano de La Cortadura) y 530 m (Camposoto) y presenta diferentes características en cuanto a su

comportamiento morfodinámico y el tipo de respuesta ante la intervención de los eventos extremos de oleaje. El análisis comparativo de diferentes sets de perfiles de playa levantados durante el intervalo de tiempo 2009-2012 (Tabla 1.3 – Capítulo 1, Sección 1.8.2) permitió el estudio de la evolución de la línea de costa dentro de los tres sectores previamente mencionados.

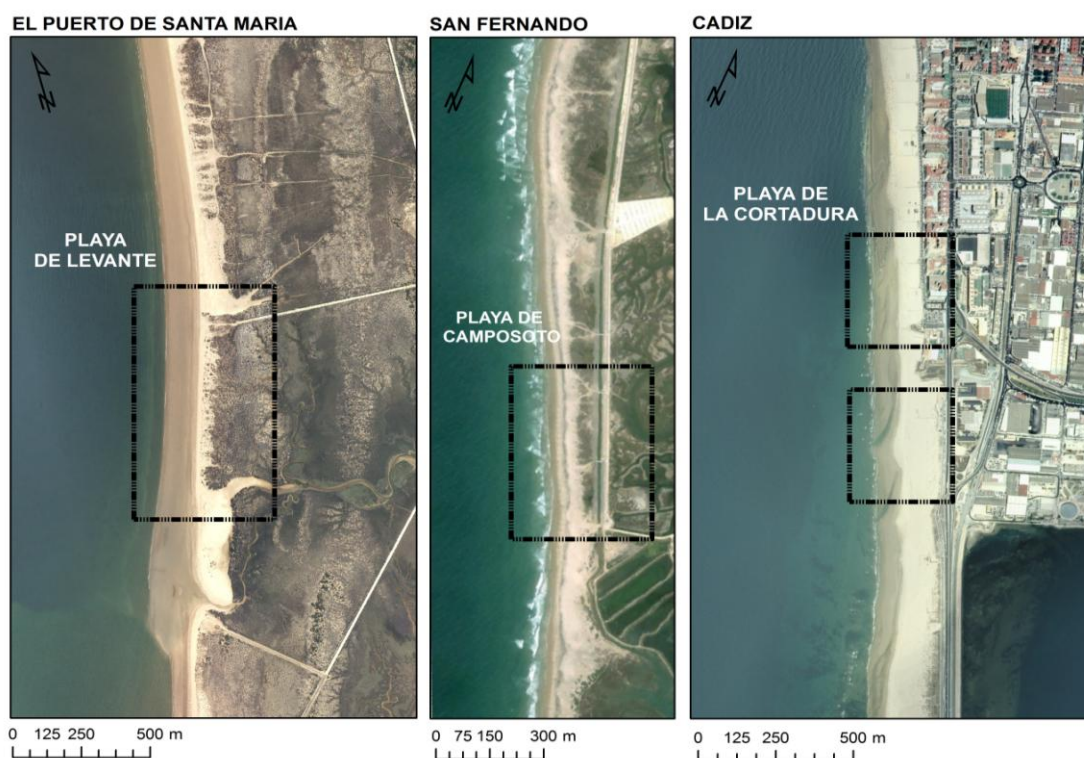


Figura 6.1. Localización de los sectores en los que se efectuaron los levantamientos 3D para el análisis de su evolución a corto plazo.

Información detallada de cada uno de los sectores, así como de los perfiles empleados para el análisis, puede ser consultada en la sección 1.4 del capítulo 1 de este documento.

6.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

6.2.1 Levantamientos 3D de playa

Conocer las modalidades de los cambios morfológicos en un perfil de playa permite identificar los procesos que controlan la dinámica litoral y evaluar la tendencia a la erosión o acreción de las playas (Komar, 1998).

Los levantamiento topográficos de playas con GPS diferencial emplean una técnica de geodesia basada en el uso de satélites para determinar la posición horizontal (coordenadas x, y), la altura (z) y el tiempo de toma de datos. Esta metodología es muy útil a la hora de caracterizar la morfodinámica costera y la evaluación de los riesgos litorales (Baptista et al., 2008). En cuanto al GPS, para determinar las coordenadas en cada punto, se emplea el método de posicionamiento diferencial en tiempo real (*Real Time Kinematic*), basado en la comunicación por radio-modem o GSM entre un punto móvil y un punto fijo. El punto móvil es el receptor DGPS del usuario que va calculando las coordenadas espaciales en campo en un sistema de coordenadas cartesiano X, Y, Z en tiempo real y con precisión centimétrica o milimétrica (dependiendo del tipo de equipo); el punto fijo es una estación de referencia de coordenadas espaciales conocidas, en nuestro caso una estación perteneciente a la Red Andaluza de Posicionamiento – RAP ubicada en las instalaciones de la Universidad de Cádiz. Mediante este método se corrige la posición espacial del DGPS del usuario de manera continua durante el levantamiento, debido a que trabaja tanto con información recibida de satélites como información proporcionada por la estación de referencia.

En este trabajo se utilizó un GPS diferencial marca LEICA GPS900 en modo GSM (transmisión de datos en tiempo real por medio de una *simcard* de teléfono) y se efectuaron desplazamientos a lo largo de las tres áreas colocando la antena del DGPS sobre un monociclo siguiendo la metodología propuesta por Baptista et al. (2008 - Figura 6.2).

Posterior al levantamiento, todos los datos fueron descargados y corregidos llevando las alturas elipsoidales dadas por el GPS a alturas geoidales (reales). Para esto se empleó un factor de corrección obtenido midiendo de forma prolongada la posición geográfica del mareógrafo de referencia más cercano, en este caso él ubicado en el puerto de la ciudad de Cádiz. Una vez que los datos fueron corregidos, se efectuó un filtrado de información dejando únicamente aquellos datos cuya precisión 3D (horizontal y vertical) estaba por debajo de los 2 cm. Posterior al filtrado, los datos fueron exportados en formato XLS para la generación de los modelos de elevación digital (DTM) y extracción de perfiles (Figura 6.2).

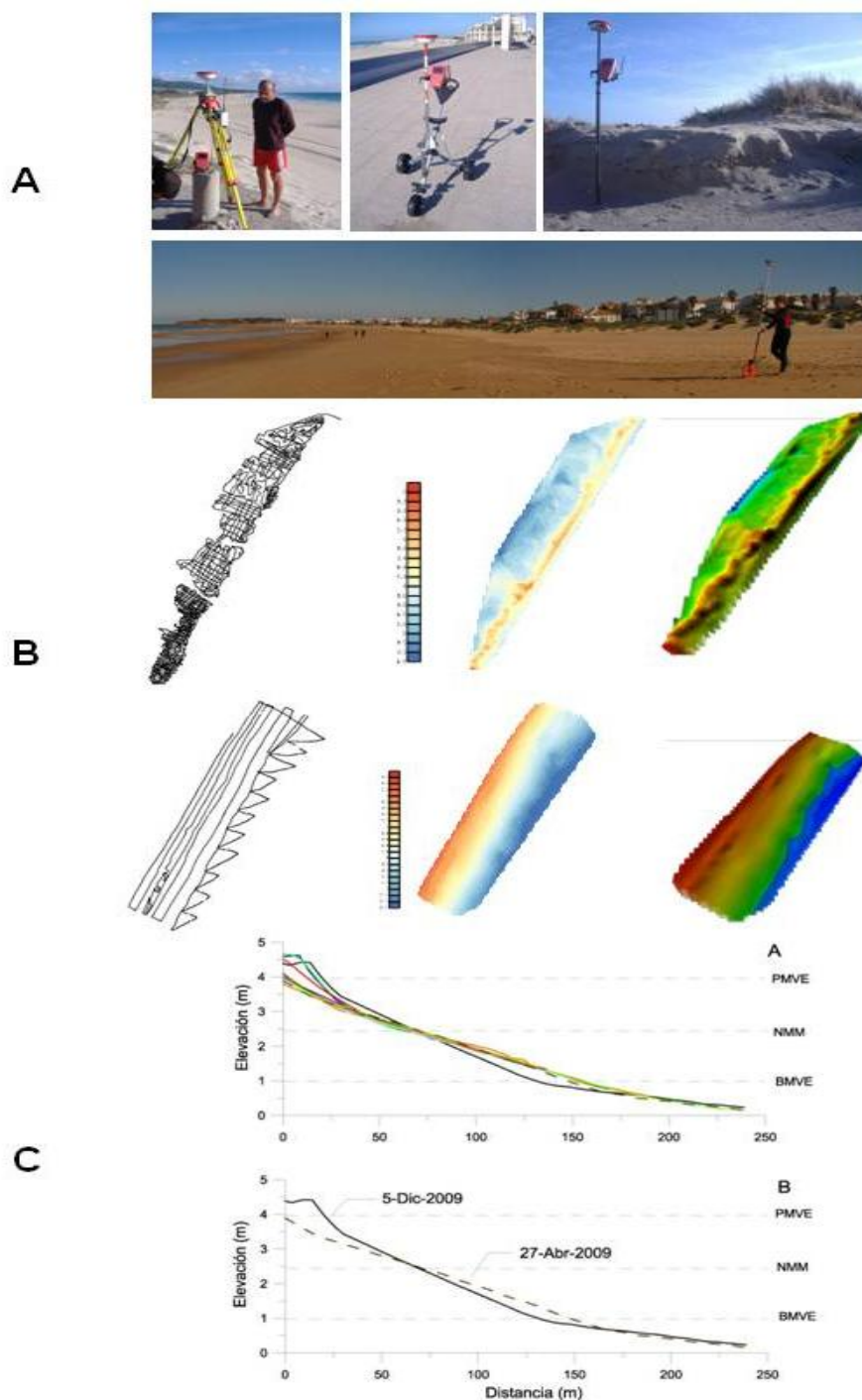


Figura 6.2. Esquema metodológico empleado para la realización de los levantamientos topográficos. A) Montaje y levantamiento por medio de GPS diferencial, B) Filtrado de la información colectada y posterior generación de modelos de elevación digital del terreno (DTM), c) extracción de perfiles de playa para análisis y presentación de resultados.

Los modelos de elevación digital (DTM) fueron generados por medio del software SURFER[®] empleando la función “triangulación” como método de interpolación de los datos. Con cada uno de los modelos de elevación digital se procedió a la extracción de los perfiles la cual se efectuó empleando la función 3D *Path Profile/Line of Sight Tool*

en el programa Global Mapper 14®. Mediante la aplicación de esta función se extrajeron en cada playa, y para cada levantamiento, 6 perfiles (con puntos de información cada 25 cm) que fueron exportados en formato TXT para su posterior análisis y visualización (Figura 6.2).

En cuanto a la caracterización morfométrica y volumétrica de los sectores estudiados, además del análisis de los levantamientos 3D, se obtuvo un perfil medio para cada sector de playa/levantamiento. Dicho perfil correspondió al promedio de todos los perfiles extraídos de cada levantamiento 3D y se consideró representativo debido a la poca variabilidad longitudinal observada en la morfología de los sectores estudiados. Finalmente, su análisis permitió mostrar de forma resumida y clara el comportamiento morfológico de cada uno de los sectores de playa estudiados.

Todos los procedimientos previamente explicados fueron repetidos en todas y cada una de las salidas realizadas obteniendo como resultado una base de datos de modelos de elevación digital, perfiles de playa y variables calculadas para las tres áreas estudiadas.

6.2.2 Caracterización sedimentológica de las playas

Al fin de caracterizar desde un punto de vista sedimentológico las playas estudiadas, se recolectaron tres muestras superficiales de sedimentos a lo largo del intermareal de cada una de las playas estudiadas y una muestra en las dunas de las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura. En laboratorio las muestras fueron tratadas según la metodología explicada en el capítulo 3 y se obtuvieron los principales parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957). Finalmente se decidió no repetir el muestreo de sedimentos ya que las playas del entorno de la bahía de Cádiz presentan variaciones sedimentológicas estacionales poco importantes (Benavente, 2000; Anfuso, 2001).

6.2.3 Determinación de temporales

Dentro del análisis de la evolución durante el intervalo 2009 - 2012 se efectuó la determinación de temporales y una posterior propagación de su oleaje asociado. Para esto se empleó un set de datos colectados en tiempo real por la boya nº 1316

perteneciente a la red de Puertos del Estado, que abarcó el intervalo de tiempo comprendido entre agosto de 2009 y abril de 2012 (para más detalles ver Capítulo 1 - Tabla 1.1).

Cada temporal fue definido como un evento climático en que la altura de oleaje significativo (H_s) fue mayor o igual a 2,5 m durante un periodo mínimo de 12 horas. El intervalo entre eventos seguidos fue definido en 24 horas con el fin de crear un set de eventos desagrupados e independientes (ver Capítulos 4 y 5).

Así mismo, y para caracterizar el efecto de los eventos erosivos, debido al espaciado temporal de los levantamientos realizados, se empleó el concepto de “Grupo de temporales” definido anteriormente en el capítulo 5.

6.2.4 Propagaciones de oleaje

La complejidad de la zona litoral y la variedad de procesos y actividades que se dan sobre ella demandan de información detallada sobre las condiciones de los motores y receptores del medio morfodinámico. Las condiciones energéticas de los motores dinámicos (altura de oleaje, periodo, y dirección de procedencia) son los parámetros con más peso en el modelado y evolución de la costa (Guisado et al., 2010). A partir de las teorías de generación y propagación de olas se pueden obtener modelos analíticos y descripciones de las características para la mayoría de tipos de olas y por ende para los diferentes tipos de temporales.

Dentro de este trabajo se buscó conocer el comportamiento del oleaje para cada uno de los temporales identificados en el intervalo 2009 -2012 en un área de influencia, que incluyó las tres playas levantadas, dentro de la costa de Cádiz (Figura 6.3). Para esto se efectuaron, para cada temporal, por lo menos 3 propagaciones de oleaje que abarcaron la duración completa de cada evento.

Estas modelaciones se efectuaron por medio del programa SWAN (*Simulating WAves Nearshore*) que es un modelo espectral de tercera generación, euleriano, no estacionario y promediado en la fase, desarrollado por la Universidad de Delf

(Holanda) para la predicción de olas y viento bajo condiciones de limitación de *fetch* y profundidad bajo condiciones estacionarias. Este modelo permite describir la evolución del espectro de energía del oleaje teniendo en cuenta las condiciones de viento, oleaje, corrientes y las características batimetrías, calculando procesos de generación, disipación e interacciones no lineales.

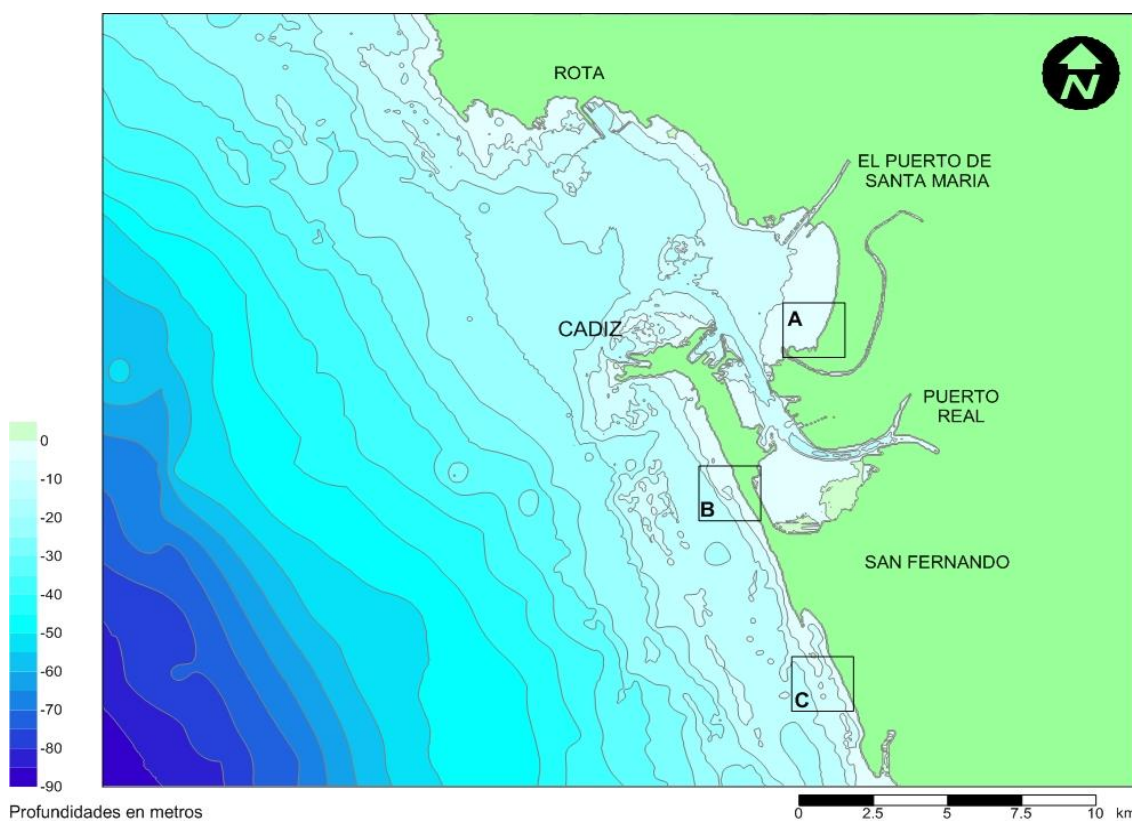


Figura 6.3. Área de influencia donde se efectuaron las propagaciones de oleaje. A) Playa de Levante – Valdelagrana, El Puerto de Santa María; B) Playa de La Cortadura, Cádiz; C) Playa de Camposoto, San Fernando.

La principal ventaja del uso del SWAN es que permite modelar la geometría, propagación y los procesos que sufren las olas en el viaje desde el área de generación hasta la costa, pudiéndose acoplar con modelos meteorológicos. Este programa ha sido ampliamente validado tanto empíricamente como en laboratorio por lo cual sus resultados se pueden considerar representativos para el área de estudio.

Los datos de entrada que se usaron para correr el modelo a lo largo del área de estudio fueron el *grid* de batimetría de la zona (Figura 6.3) y los datos paramétricos de ola (altura, periodo y dirección) y de viento (dirección y velocidad) para cada temporal.

Debido a que el viento es la componente más importante en los modelos espectrales, se utilizaron datos colectados por la estación meteorológica de Aguas del Puerto Empresa Municipal (APEMSA), ubicada en el Puerto de Santa María.

6.2.5 Variables calculadas

El análisis de la evolución durante el intervalo 2009 -2012 se efectuó mediante el análisis de dos tipos de variables:

- i) **Variables energéticas** que permiten definir y caracterizar los eventos extremos de oleaje y que incluyen el *Storm Power Index* (SPI), Duración del Temporal (D), *Wave Power* (Pw), Percentil 99 de Oleaje (H_{s99}), *Run- Up* (R_2), inundación costera y finalmente el “factor de erosividad del oleaje” (Er).
- ii) **Variables morfológicas** que permiten caracterizar los cambios en el perfil de playa y que incluyen el volumen (V), Cambios Verticales (Y), Pendientes ($\tan \beta$), Desplazamiento de la línea de costa (CM) y Desviación estándar (Std) – zona activa del perfil.

6.2.5.1 Variables energéticas

Tal como fue explicado en el capítulo 4, el contenido energético de cada temporal fue determinado de acuerdo al *Storm Power Index* (SPI) definido por Dolan y Davis (1992). Una vez que los temporales fueron identificados y caracterizados, se agruparon en cinco clases diferentes.

De igual forma se determinó para cada temporal la tasa de transferencia de energía a través de una superficie (en este caso el área de influencia de las propagaciones realizadas para Cádiz – Figura 6.3) mediante la fórmula del flujo de energía:

$$E = \frac{1}{64} \frac{g^2}{\pi} \rho H_s^2 T \quad (6.1)$$

Donde ρ es la densidad del agua de mar y H_s es la altura significativa (propagada) durante el evento y T es el periodo.

Con el oleaje propagado se procedió a calcular la inundación costera (representada por la cota de inundación) asociada a eventos extremos de oleaje mediante la sumatoria del descenso barométrico ($\Delta\xi$), del apilamiento debido al viento (τ_s) y al oleaje (R_2) y a la marea astronómica (TL), - para mayor información de las formulas empleadas para el cálculo de cada una de las variables consultar el capítulo 3.

Con el fin de establecer los umbrales de cambio morfológico, se calculó el percentil 99 de oleaje (H_{s99}) entre levantamientos consecutivos ya que ofrece un valor real de las alturas de ola asociadas con eventos de alta energía. Un valor de altura de oleaje promedio enmascararía los eventos de alta energía y no sería indicador de eventos morfológicos importantes. Un valor de altura de oleaje máximo podría haber sido empleado, pero un solo valor (atípico) podría ocurrir sin necesariamente inducir cambios morfológicos importantes. El percentil 99 de oleaje es una forma de expresar las condiciones máximas de energía para cada intervalo analizado (levantamientos consecutivos), excluyendo potenciales valores atípicos.

Finalmente, el “factor de erosividad del oleaje” (Er), utilizado por Benavente y Reyes (1999), Benavente (2000) y Benavente et al. (2000) para describir la morfodinámica de las playas, es el producto de la energía del oleaje y el parámetro de Dean y está dado por la fórmula:

$$Er = E\Omega = \frac{1}{8} g H_b^3 W_s T \quad (6.2)$$

Este factor resultante, considerado como un parámetro indicativo del potencial erosivo de las olas incidentes, incluye dos variables físicas principales, enfatizando el papel de la altura del oleaje.

6.2.5.2 Variables morfológicas

Dentro de este trabajo cada perfil de playa levantado fue dividido en varias zonas según se ilustra en la figura 6.4.

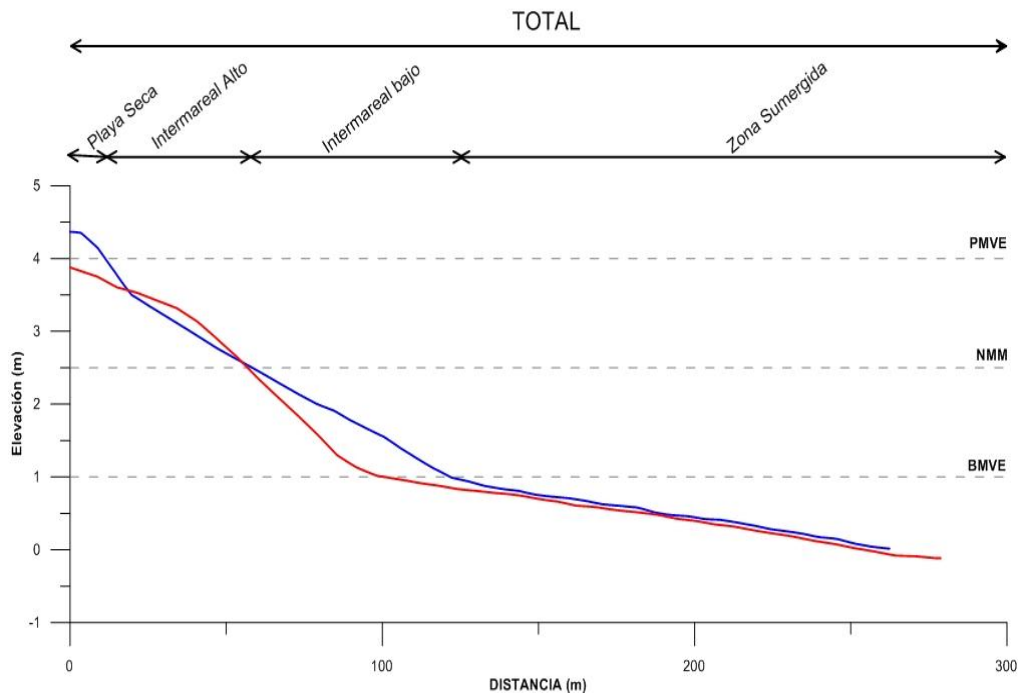


Figura 6.4. Terminología utilizada para definir las diferentes partes de la playa. Volumen de la playa seca (entre el primer punto del perfil – cabecera y el nivel de pleamar), del intermareal alto (entre el nivel de pleamar y el nivel medio del mar) y del intermareal bajo (entre el nivel medio del mar y el nivel de bajamar). La zona sumergida corresponde al *nearshore* (véase Figura 3.5). PMVE: pleamar viva equinoccial; NMM: nivel medio del mar; BMVE: bajamar viva equinoccial.

A su vez, sus cambios morfológicos fueron descritos a la luz de la siguiente nomenclatura:

- **Erosión:** pérdida homogénea de sedimento a lo largo de la playa seca, sin que haya movimiento de sedimento hacia la parte baja del perfil. De manera general durante este proceso se da una disminución de la pendiente de la playa.
- **Acreción:** cuando se observa un crecimiento de toda la playa, o por lo menos de la parte alta, sin que exista movimiento de sedimento desde la parte baja hacia la parte alta del perfil.
- **Basculamiento erosivo:** se registra un movimiento de sedimentos de la parte superior del perfil (playa seca) a la parte media o baja del perfil. De manera general, la playa seca presenta el desarrollo de una berma y el punto de pivote está ubicado al nivel medio del mar. Este proceso conlleva a una disminución de la pendiente de la parte alta de la playa y un leve aumento en la pendiente

de las zonas medias y bajas, por lo general se da una disminución de la pendiente media de la playa. Anfuso (2001) asoció a este tipo de proceso, un aumento en la pendiente de la parte alta de la playa debida a la formación de escarpes erosivos en la playa seca.

- **Basculamiento constructivo:** es el movimiento de sedimento de la parte baja y/o media del perfil hacia la parte alta o la playa seca, estando el punto de pivote ubicado alrededor del nivel medio del mar. En este proceso se da un aumento en los valores de pendiente tanto de la parte alta como de la pendiente total de la playa.

De esta forma, para cada zona del perfil descrita en la figura 6.4, se calcularon las siguientes variables:

- Volumen (V).
- Cambios verticales (Y).
- Pendientes ($\tan \beta$).
- Desplazamiento de la línea de costa (CM).
- Anchura de la zona activa del perfil.

6.2.5.2.1 Volúmenes (V)

El seguimiento topográfico realizado permitió calcular los volúmenes de sedimento de las playas y las variaciones que éstos presentaron a lo largo del intervalo de tiempo 2009 – 2012. Estos volúmenes fueron calculados de dos formas:

- Sumando el área creada por la intersección de un punto de referencia y puntos consecutivos a lo largo del perfil o zona específica del perfil, según la fórmula (Figura 6.5).
- Calculando, por medio del programa Surfer®, el volumen total de cada uno de los modelos de elevación digital generados dentro de un área común para cada uno de ellos, este volumen se denominó como volumen 3D.

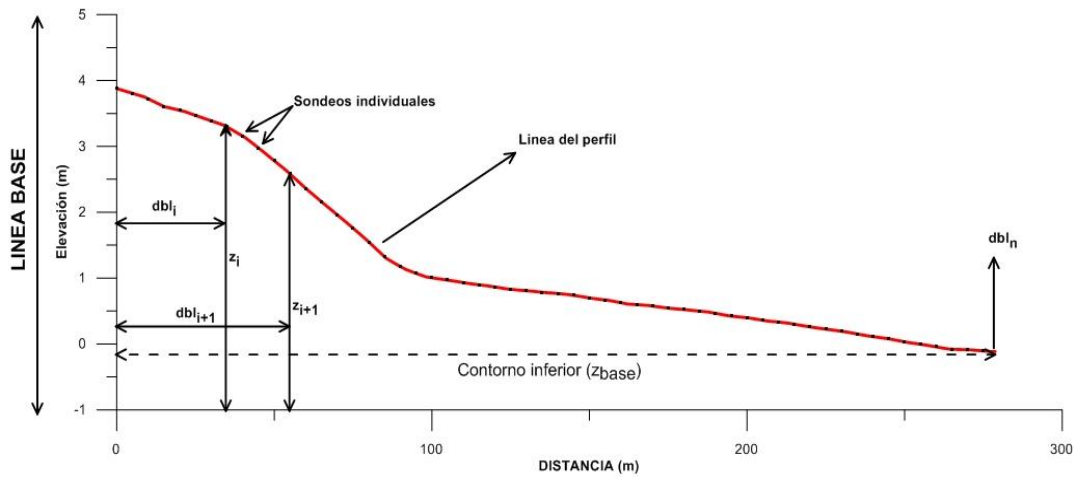


Figura 6.5. Esquema que ilustra la metodología empleada para el cálculo de los volúmenes del perfil de playa.

Donde **dbl** se refiere a la distancia tomada desde una línea base y **z** es la distancia vertical tomada desde un *datum* de referencia específico (Figura 6.5).

$$\sum_{i=lineabase}^{dbl_n} \left[(dbl_{i+1} - dbl_i) * \left(\left(zi - \frac{(zi - zi+1)}{2} \right) - z_{base} \right) \right] \quad 6.3$$

6.2.5.2.2 Cambios verticales (Y)

Cada perfil levantado fue dividido en segmentos horizontales de 25 centímetros abarcando desde la cabecera del perfil hasta el punto más bajo de este. Las variaciones verticales máximas, mínimas, promedio del perfil de playa para cada zona en particular fueron determinadas mediante la diferencia existente entre perfiles de playa consecutivos (Figura 6.6).

6.2.5.2.3 Pendientes (tan θ)

Los datos de pendiente se calcularon a partir de los perfiles topográficos levantados. En concreto se calculó, para cada playa, un valor de pendiente para el intermareal alto, para el bajo y para todo el intermareal (Figura 6.6).

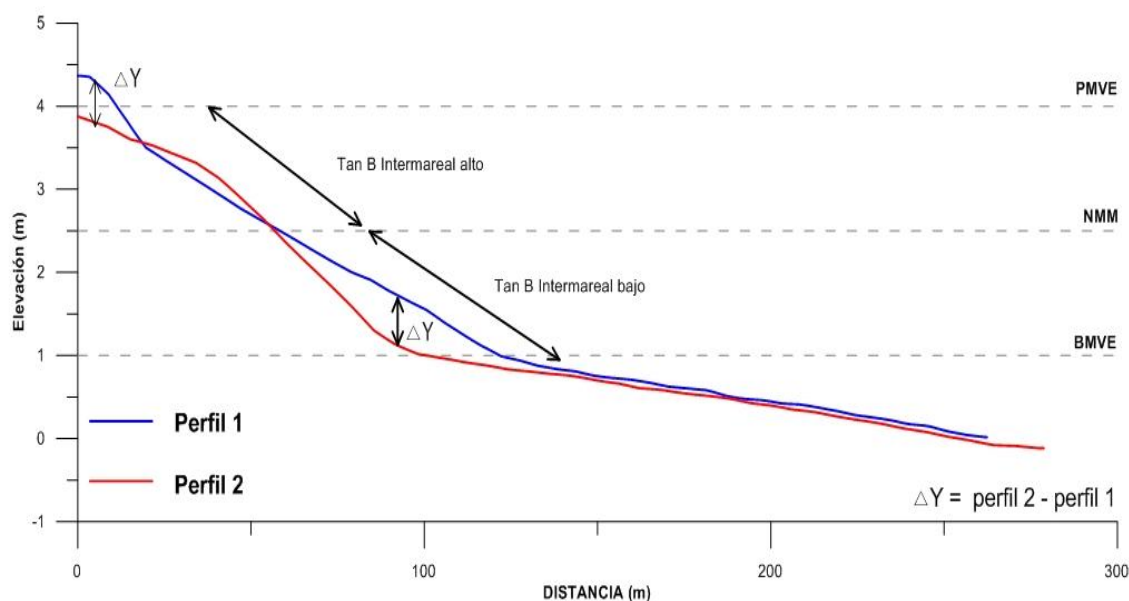


Figura 6.6. Esquema que ilustra la metodología empleada para el cálculo de los cambios verticales y pendientes dentro del perfil de playa.

6.2.5.2.4 Desplazamiento de la línea de costa (CM)

Dentro de este trabajo se consideró el avance o retroceso linear del perfil en correspondencia de los niveles alto, medio y bajo del mar. Se compararon levantamientos sucesivos y se utilizó como referencia el primer levantamiento - realizado en el mes de diciembre del año 2009 (Figura 6.7).

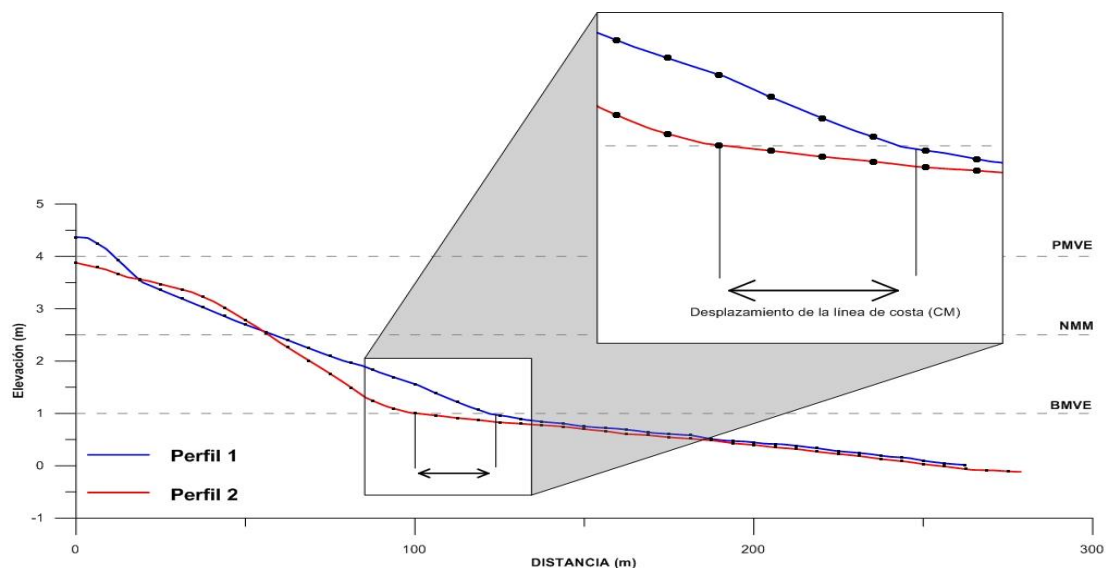


Figura 6.7. Esquema que ilustra la metodología empleada para el cálculo del cambio medio del perfil (altura y volumen) y el desplazamiento de la línea de costa (CM).

6.2.6 Determinación de umbrales de cambio morfológico

Para esta determinación se siguió la metodología propuesta por Almeida et al. (2011) que consta de cinco pasos:

- Definición de la zona activa del perfil.
- División del perfil en sectores.
- Determinación de la variabilidad vertical.
- Definición de umbrales de cambio morfológico empleando la relación existente entre la altura de oleaje- contenido energético del temporal o temporales y la variabilidad vertical del perfil.

La zona activa del perfil fue definida de forma grafica calculando las desviaciones estándar entre cada par de perfiles. Una vez determinadas estas zonas se procedió a dividir el perfil general de la playa en sectores. Los límites entre sectores correspondieron a los puntos en que las desviaciones estándar registraron los valores más bajos (nodos) pudiéndose determinar 3 sectores en las playas de Levante y Camposoto y dos sectores en la playa de La Cortadura.

En cada uno de los sectores se determinó la máxima diferencia de altura existente entre dos levantamientos consecutivos. Con este valor y el percentil 99 de oleaje (H_{s99}) se procedió a calcular el umbral de cambio morfológico estableciendo la relación existente entre estas dos variables por medio de regresiones lineales. De igual forma se estableció el umbral de cambio morfológico empleando la máxima diferencia de altura y el contenido energético de temporales ocurrido entre levantamientos consecutivos.

6.3 RESULTADOS

6.3.1 Clima marítimo y temporales durante el intervalo 2009-2012

En la tabla 6.1 se muestran las frecuencias (medias del intervalo agosto 2009 - marzo 2012) de altura de ola significativa (H_s) y distribución de periodo de pico (T_p).

Tabla 6.1. Frecuencias medias del intervalo agosto 2009 - marzo 2012 de la altura de ola significativa (H_s) y distribución de periodo de pico (T_p).

		PERIODO (seg.)											TOTAL
		Menos de 1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Más de 10	
Altura de Oleaje (m)	Menos 0,5	0	0	0,66	6,75	3,75	1,10	0,28	0,06	0,02	0	0	12,63
	1	0	0	0,79	24,86	16,69	5,57	2,42	0,95	0,47	0,10	0,04	51,89
	1,5	0	0	0	4,06	8,39	3,77	2,16	1,33	0,74	0,42	0,31	21,17
	2	0	0	0	0	1,70	2,26	1,13	0,58	0,32	0,20	0,25	6,43
	2,5	0	0	0	0	0,13	1,36	1,07	0,43	0,19	0,03	0,03	3,25
	3	0	0	0	0	0	0,41	0,87	0,40	0,15	0	0	1,84
	3,5	0	0	0	0	0	0,07	0,85	0,39	0,06	0	0	1,38
	4	0	0	0	0	0	0	0,22	0,45	0,07	0	0	0,75
	4,5	0	0	0	0	0	0	0,02	0,40	0,08	0	0	0,51
	5	0	0	0	0	0	0	0	0,09	0,03	0	0	0,12
	Más de 5,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0,03	0	0	0,03
	TOTAL	0	0	1,45	35,67	30,66	14,53	9,03	5,09	2,17	0,76	0,63	100

Durante el intervalo de tiempo agosto 2009 - marzo 2012 el 52% del oleaje presentó alturas que oscilaron entre 0,5 y 1 m, mientras que el 13 % presentó una altura inferior a 0,5 m y el 21 % exhibió una altura superior a 1,5 m.

Dentro de este intervalo de tiempo un 7 % de los datos estuvo asociado a valores de altura de ola superiores a los 2 m los cuales corresponden a condiciones energéticas de oleaje. En cuanto al periodo, para cualquier altura de ola se pudo observar el dominio de una sola frecuencia que indicó que el 80 % de las olas tuvo valores entre los 3 y los 5 segundos y solo el 2 % de los datos correspondió a periodos superiores a 9 segundos. Estos datos concuerdan con las observaciones realizadas por Sánchez (1988), Benavente (2000) y Anfuso (2001) y permiten definir de manera general al área de estudio como una zona de baja energía.

En la tabla 6.2 se presentan los valores medios para cada estación climática de los parámetros que caracterizan el oleaje. Los valores obtenidos son el promedio mensual de los registros horarios de la altura de ola, periodo, dirección y energía del oleaje.

Tabla 6.2. Valores medios de altura de oleaje (H_s), Periodo (T), Dirección media de oleaje (Dmd) y Contenido energético (P) para cada estación climática durante el intervalo de tiempo comprendido entre agosto 2009 - marzo 2012.

AÑO	ÉPOCA	H_s (m)	T (seg.)	Dmd (°)	P (Kw/m)
2009-2010	INVIERNO	1,48	4,87	249	10,53
2010	PRIMAVERA	0,91	4,35	242	2,43
2010	VERANO	0,63	3,86	233	0,92
2010-2011	INVIERNO	1,2	5,43	239	6,33
2011	PRIMAVERA	0,78	3,93	214	1,62
2011	VERANO	0,7	3,9	242	1,14
2011-2012	INVIERNO	0,78	4,42	241	2,2

En el intervalo agosto 2009 - marzo 2012 la altura de ola (Tabla 6.2 – Figura 6.8) mantuvo la variación estacional tal y como se determinó en el capítulo 4 y en los estudios realizados por Sánchez (1988), Anfuso (2001), Muñoz-Pérez (1996) y Rangel y Anfuso (2011). Los valores más altos se registraron durante la temporada de invierno y en concreto los meses más energéticos fueron diciembre del 2009 y enero – febrero

del 2010 (H_s promedio de 2,1 m). Los valores más bajos se registraron en verano, siendo el verano del año 2010 el menos energético ($H_s = 0,63$ m).

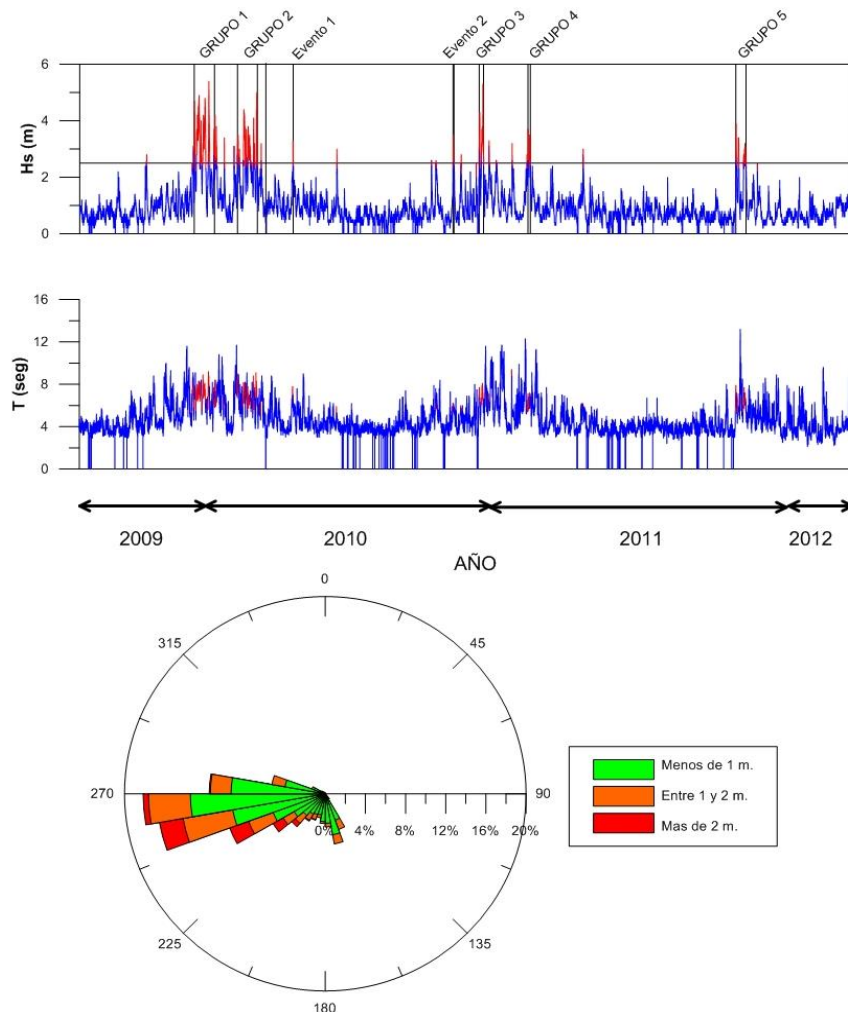


Figura 6.8. Variaciones en la altura de oleaje, periodo y dirección medidas por la boya REDCOS 1316 ubicada en frente de la ciudad de Cádiz para el periodo de tiempo comprendido entre agosto 2009 - marzo 2012.

En cuanto al periodo (Tabla 6.2 –Figura 6.8), sus variaciones permitieron diferenciar las diferentes épocas climáticas del año. Los meses de octubre - marzo (Invierno) se caracterizaron por un periodo comprendido entre los 4 y los 6 segundos, mientras que los meses de abril, mayo, septiembre y octubre registraron valores de 3 a 4 segundos. Del análisis de la tabla 6.2 y la figura 6.8 queda claro que los valores del periodo son muy homogéneos y sus diferencias no son marcadas, siendo los valores más elevados mucho más bajos que los atribuidos al mar de fondo por la mayoría de los autores que han trabajado en el tema (Komar, 1998).

En lo que concierne a la dirección de procedencia del oleaje, durante el intervalo de tiempo agosto 2009 - marzo 2012, ésta fue muy homogénea, encontrándose direcciones de aproximación esencialmente del III (67 %), IV (20 %) y II (13 %) cuadrantes (Figura 6.8).

Las condiciones de mayor energía se registraron siempre en los meses invernales (entre octubre y marzo) siendo el invierno 2009-2010 el más energético de los tres inviernos estudiados ($E_{media} = 10.53 \text{ kW/m}$; $E_{max} = 21 \text{ kW/m}$ en el mes de diciembre 2009). La menor energía de oleaje se registró siempre a finales de primavera y durante todo el verano.

En lo que respecta al desarrollo de eventos extremos de oleaje, durante el intervalo de tiempo agosto 2009 - marzo 2012 la zona de estudio experimentó 20 temporales que fueron divididos en 5 grupos y 2 temporales individuales – no agrupados de acuerdo a su distribución (Anexo 5.1 – Figura 6.8).

El primer grupo, que inició el 18 de diciembre del 2009 y terminó el 11 de enero del 2010, estuvo formado por 5 temporales (1 “débil”, 2 “moderados”, 1 “significativo” y 1 “severo”). En el marco de este grupo, la altura de ola alcanzó valores máximos de 5,4 m (Figura 6.9). Dentro de este grupo destacaron dos eventos (T120 – T121 del 21 y 28 de diciembre) que alcanzaron la categoría de “significativo” y “severo” como producto de largas duraciones (93 y 144 horas - 5 y 6 días respectivamente) y alturas de ola cercanas a los 5 m. Este primer grupo sumó un total de 385 horas bajo condiciones extremas de oleaje correspondientes a 16 días.

El segundo grupo (8 de febrero - 3 de marzo de 2010) involucró 3 temporales “débiles” y 3 temporales “moderados” que impactaron la zona por un periodo total de 240 horas (10 días - Figura 6.10). Para este grupo el valor máximo de altura de ola fue de 4,4 m con un periodo asociado de 8,1 segundos.

El tercer grupo, que tuvo lugar entre el 18 y el 21 de diciembre del 2010, estuvo conformado por 2 temporales, 1 “débil” y 1 “significativo”. En el marco de este grupo,

la altura de ola alcanzó un valor máximo de 5,1 m (periodo 8,1 seg. - Figura 6.11). Este grupo sumó un total de 89 horas bajo condiciones extremas de oleaje correspondientes a 4 días. El cuarto grupo (15 de febrero de 2011 - 16 de marzo de 2011) comprendió 2 temporales “débiles” que afectaron la zona por un periodo total de 55 horas (2 días). Para este grupo el valor máximo de altura de ola fue 3,7 m con un periodo asociado de 7,1 segundos (Figura 6.12).

El último grupo, que inició el 24 de octubre y terminó el 2 de noviembre del 2011, constó de 2 temporales “débiles” y 1 temporal “moderado”. En el marco de este grupo, la altura de ola alcanzó un valor máximo de 3,5 m (periodo 6,5 seg. - Figura 6.13). Este grupo sumó un total de 122 horas bajo condiciones extremas de oleaje correspondientes a 5 días. Los 2 eventos individuales - no agrupados - correspondieron con 2 temporales “débiles” que sucedieron el 4 de abril (Figura 6.14) y el 30 de octubre del año 2010 (Figura 6.15).

Los temporales observados durante el intervalo de tiempo agosto 2009 - marzo 2012, los datos presentados por Rodríguez et al. (2003), Rangel y Anfuso (2011, 2012) y el análisis de la distribución de temporales durante el periodo 1976-2012 (capítulos 4 y 5), permiten catalogar el invierno 2009-2010 como el segundo más energético si se tiene en cuenta tanto el número como la intensidad de los temporales en los últimos 36 años. Este invierno estuvo caracterizado por 13 temporales que en total sumaron 26 días bajo condiciones extremas de oleaje (es decir el 12 % de todo el invierno registró condiciones extremas de energía).

Es interesante resaltar que durante este invierno (2009-2010) la distribución de eventos extremos de oleaje no coincidió con el comportamiento general observado en el periodo de tiempo 1976 – 2012 que fue explicado en los capítulos 4 y 5. Dentro de este invierno los temporales “débiles” y “moderados” fueron más numerosos de lo normal, intervinieron de forma sucesiva y además estuvieron acompañados por dos temporales “significativos” y uno “severo” (usualmente cuando se registran eventos del tipo “significativo” solo se da uno de estos al año).

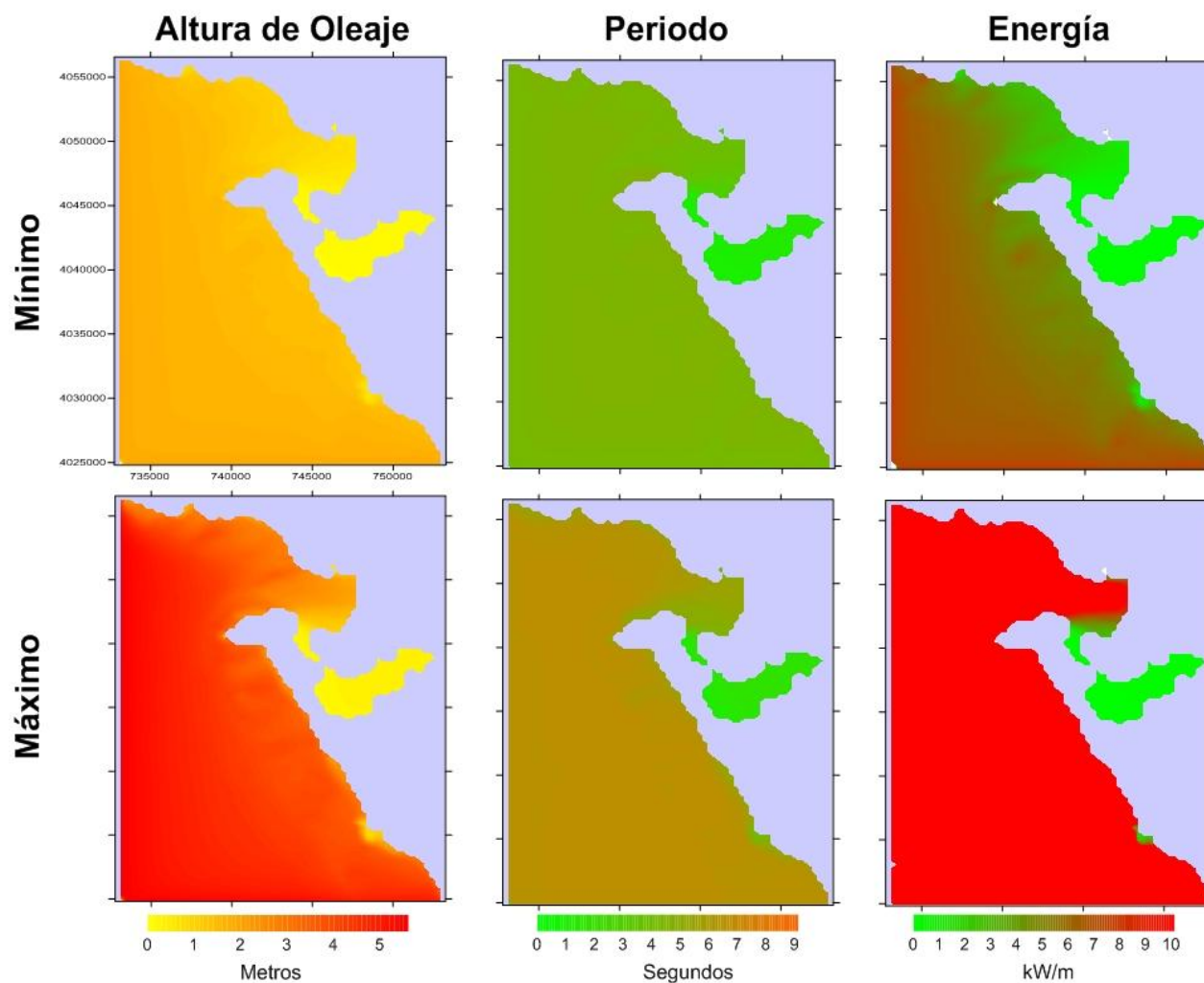


Figura 6.9. Valores mínimos (T3) y máximos (T1) de la altura de ola, periodo y energía observados durante el primer grupo de temporales entre el 18 de diciembre del 2009 y el 11 de enero del 2010.

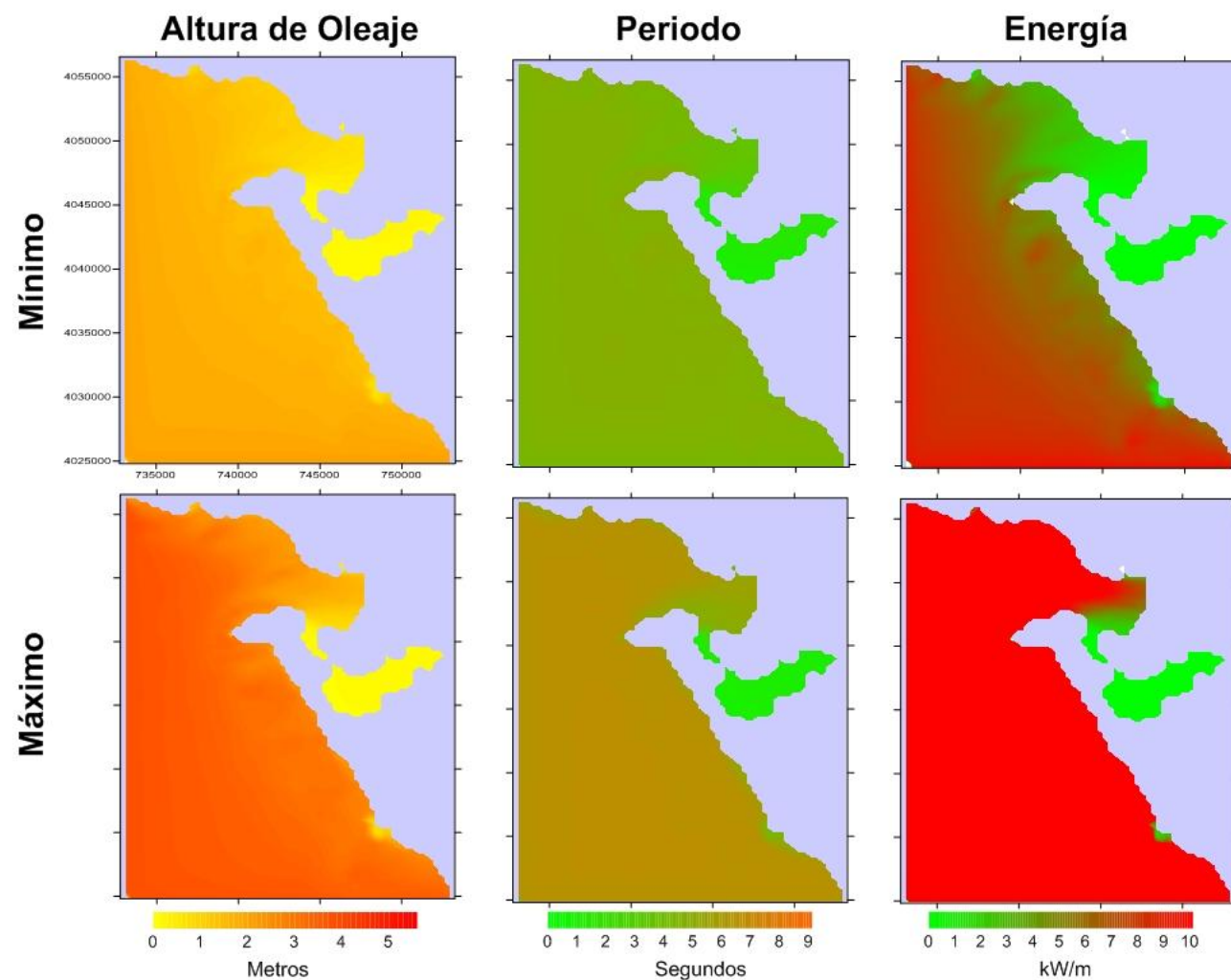


Figura 6.10. Valores mínimos (T9) y máximos (T6) de la altura de ola, periodo y energía observados durante el segundo grupo de temporales entre 8 de febrero - 3 de marzo de 2010.

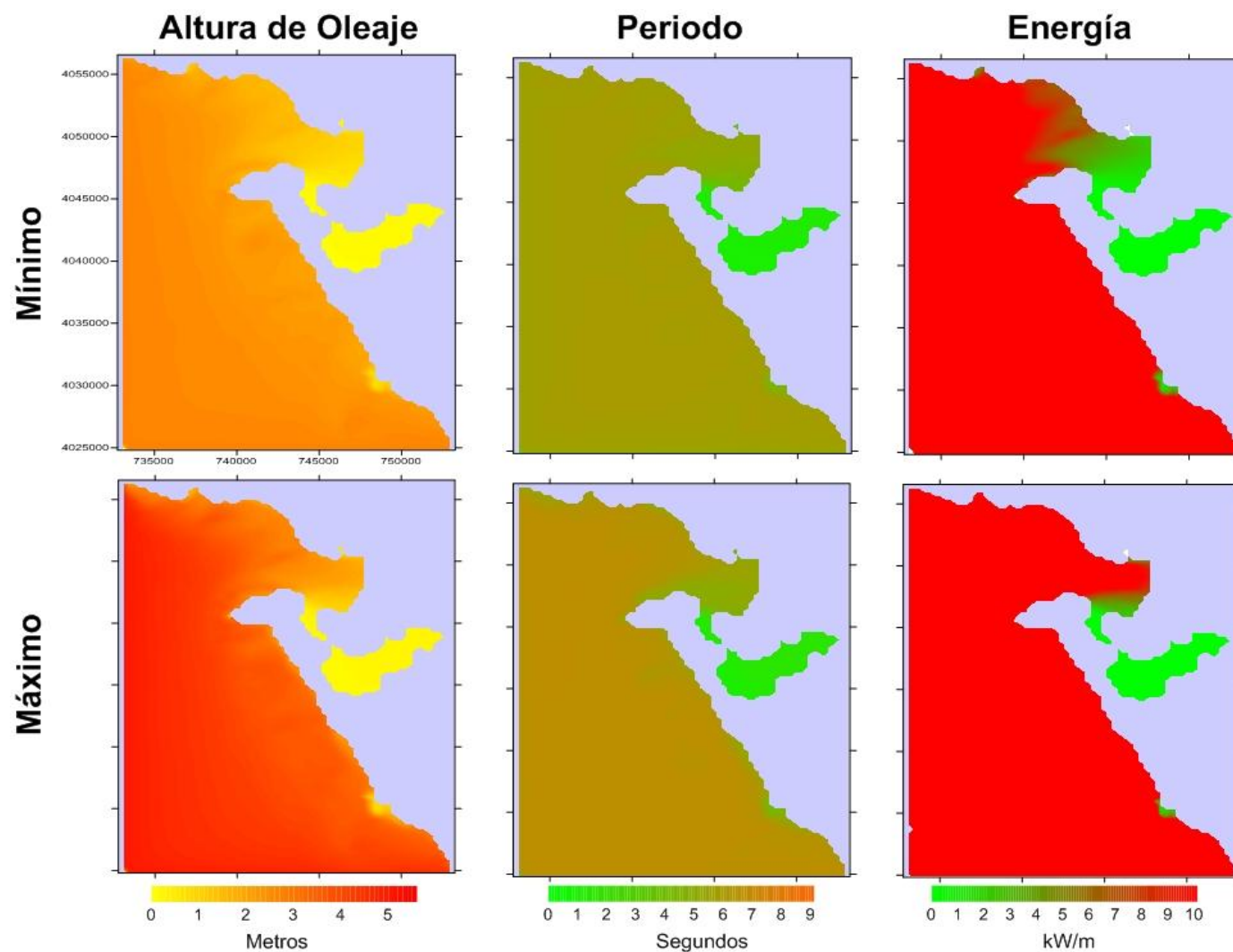


Figura 6.11. Valores mínimos (T15) y máximos (T15) de la altura de ola, periodo y energía observados durante el tercer grupo de temporales entre 18 y 21 de diciembre del 2010.

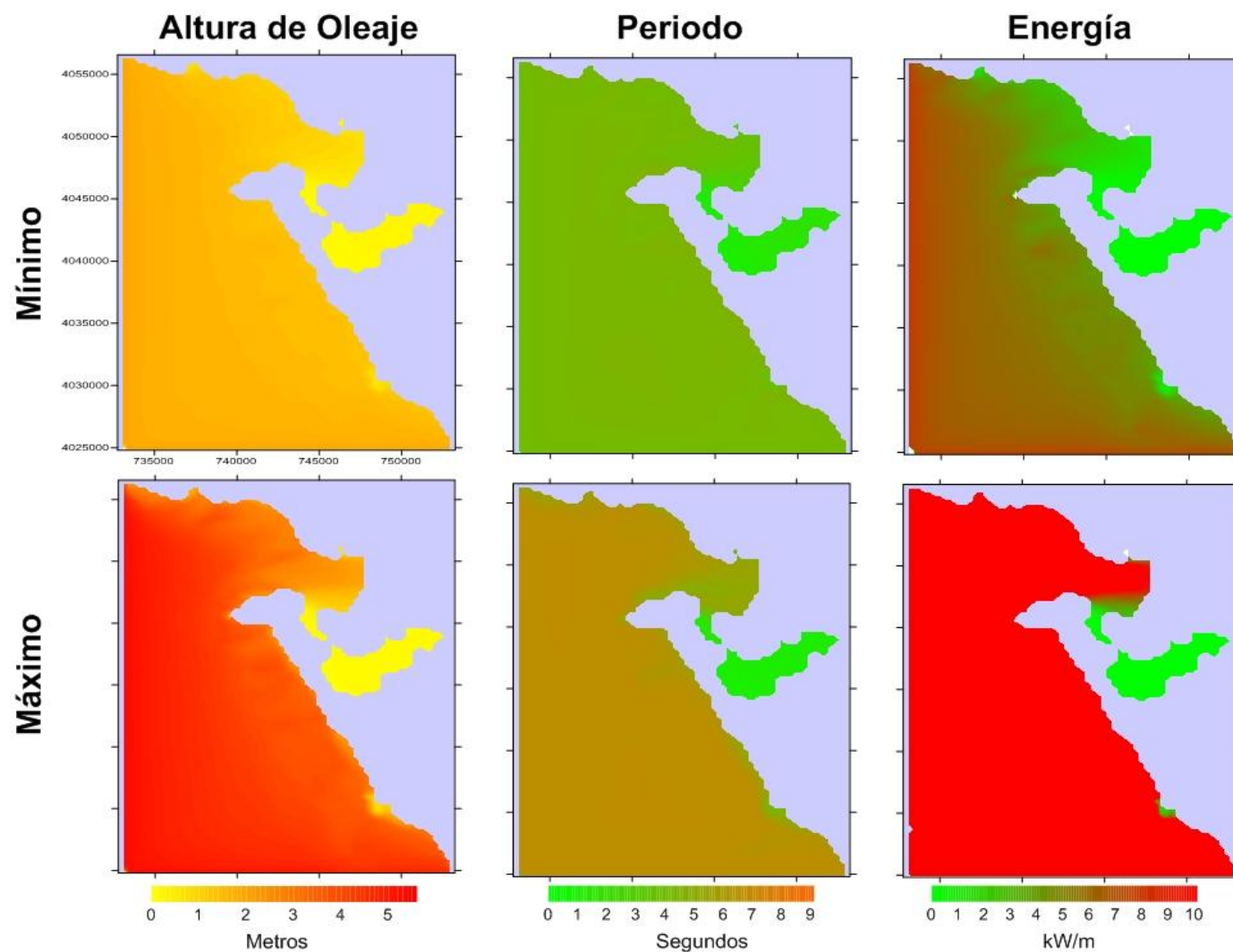


Figura 6.12. Valores mínimos (T16) y máximos (T17) de la altura de ola, periodo y energía observados durante el cuarto grupo de temporales entre el 15 de febrero y el 16 de marzo del 2011.

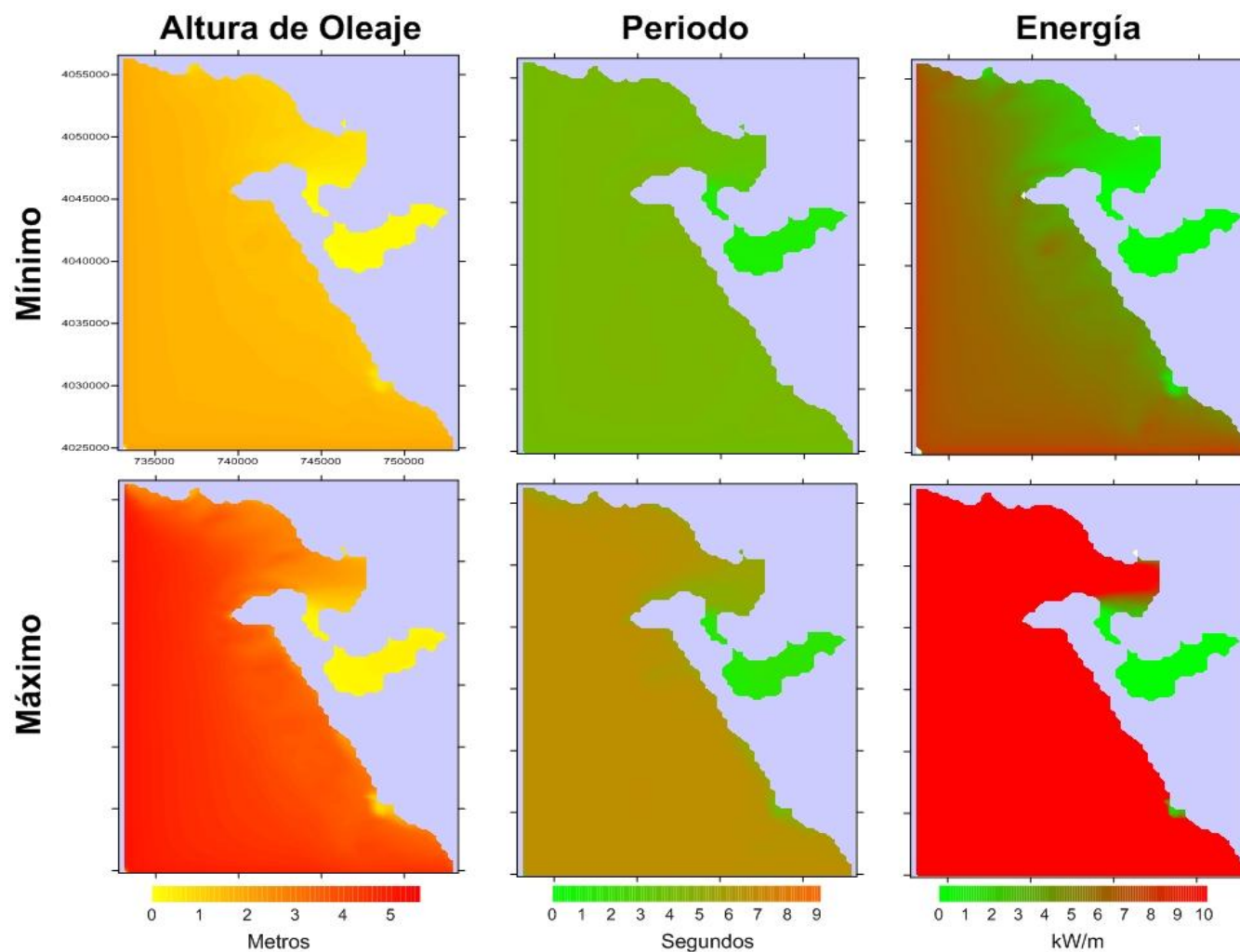


Figura 6.13. Valores mínimos (T20) y máximos (T19) de la altura de ola, periodo y energía observados durante el quinto grupo de temporales entre el 24 de octubre y el 2 de noviembre del 2011.

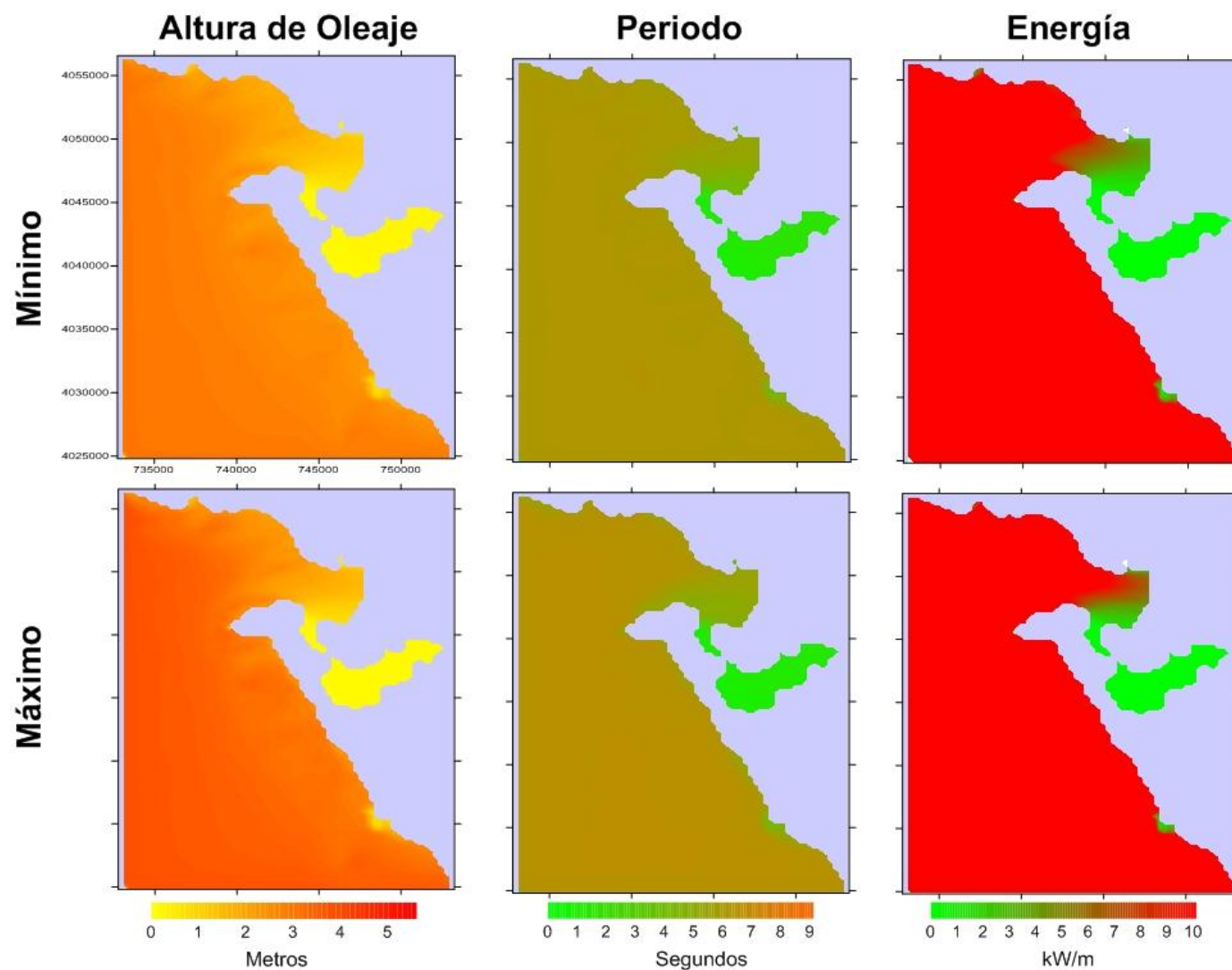


Figura 6.14. Valores mínimos y máximos de la altura de ola, periodo y energía observados durante el temporal (T12) acontecido el 4 de abril del 2010.

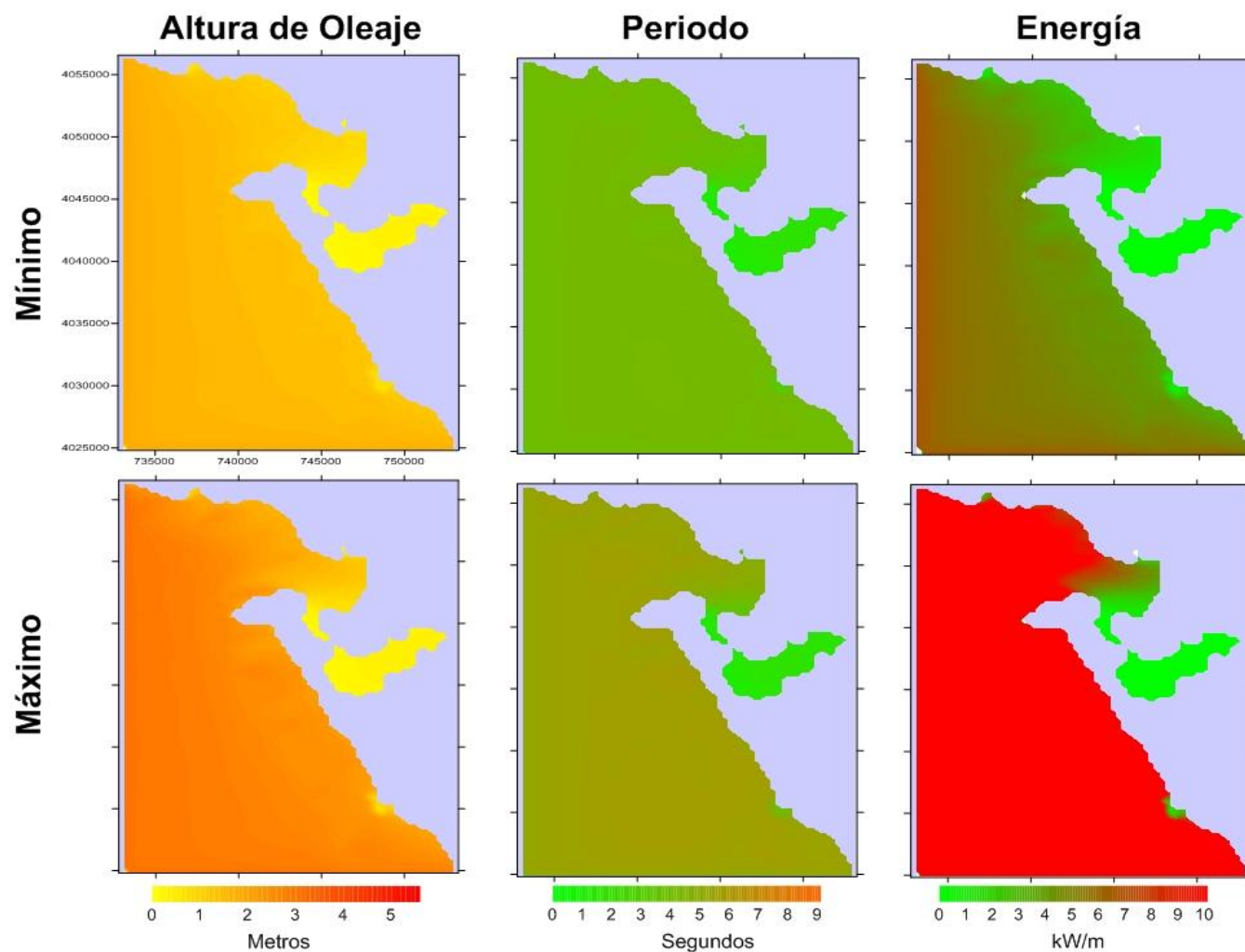


Figura 6.15. Valores mínimos y máximos de la altura de ola, periodo y energía observados durante el temporal (T13) acontecido el 30 de octubre del 2010.

6.3.2 Estudio morfodinámico

6.3.2.1 Playa de Levante (Valdelagrana)

La playa de Levante se encuentra situada en la flecha litoral de Valdelagrana en El Puerto de Santa María. En detalle, el sector estudiado corresponde a una playa con una longitud de 466 metros. Esta área se encuentra en un estado prácticamente natural, salvo por la existencia de dos puntos de acceso para los bañistas ubicados hacia las zonas norte y sur. En cuanto a sus características sedimentarias, la playa de Levante se encuentra formada por arenas finas ($D_{50} = 2,7 - 2,5 \phi$, Selección = 0,68, Asimetría = 0,02, Kurtosis = 1,18) esencialmente cuarzosas.

6.3.2.1.1 Cambios morfológicos generales

La playa de Levante presenta un estado morfodinámico visualmente muy cercano al denominado “perfil disipativo” que puede llegar a ser “ultradisipativo”, según la clasificación propuesta por Wright y Short (1984).

El análisis del perfil medio y su desviación estándar muestra que la variabilidad del perfil es baja, siendo la media de la desviación estándar 0,10 m (Figura 6.16). Esta variabilidad es relativamente homogénea a lo largo de todo el perfil encontrándose los valores más altos de desviación estándar, que corresponden a las zonas de mayor cambio, en la playa seca y el intermareal bajo (Figura 6.16).

En cuanto a los valores de pendiente se observó que la zona intermareal alta casi siempre presentó mayor pendiente que el intermareal bajo. En la figura 6.17 y la tabla 6.3 se muestran los valores medios observados a lo largo del periodo estudiado.

Para el primer levantamiento realizado el 5 de diciembre del 2009, la playa de Levante presentaba hacia la cabecera del perfil (playa seca) una berma bien desarrollada (Figuras 6.18). Las pendientes medidas a lo largo del perfil registraron valores de 0,032 y 0,022 en el intermareal alto e intermareal bajo respectivamente (Figura 6.17).

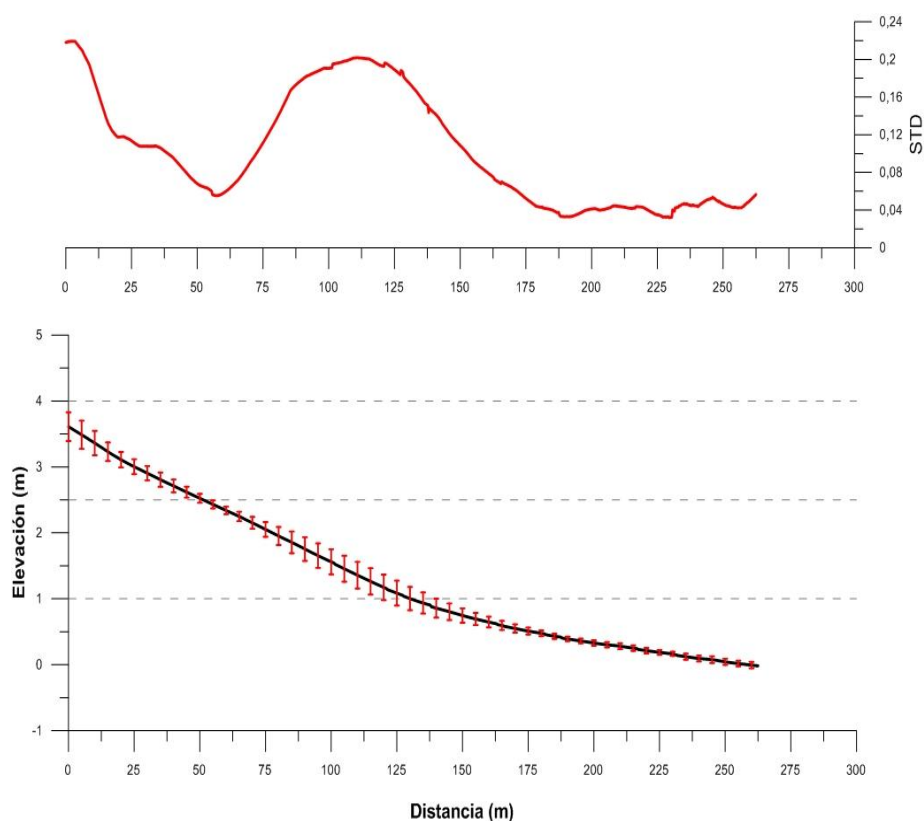


Figura 6.16. Perfil medio de la playa de Levante y desviaciones estándar medidas para el periodo 2009 - 2012.

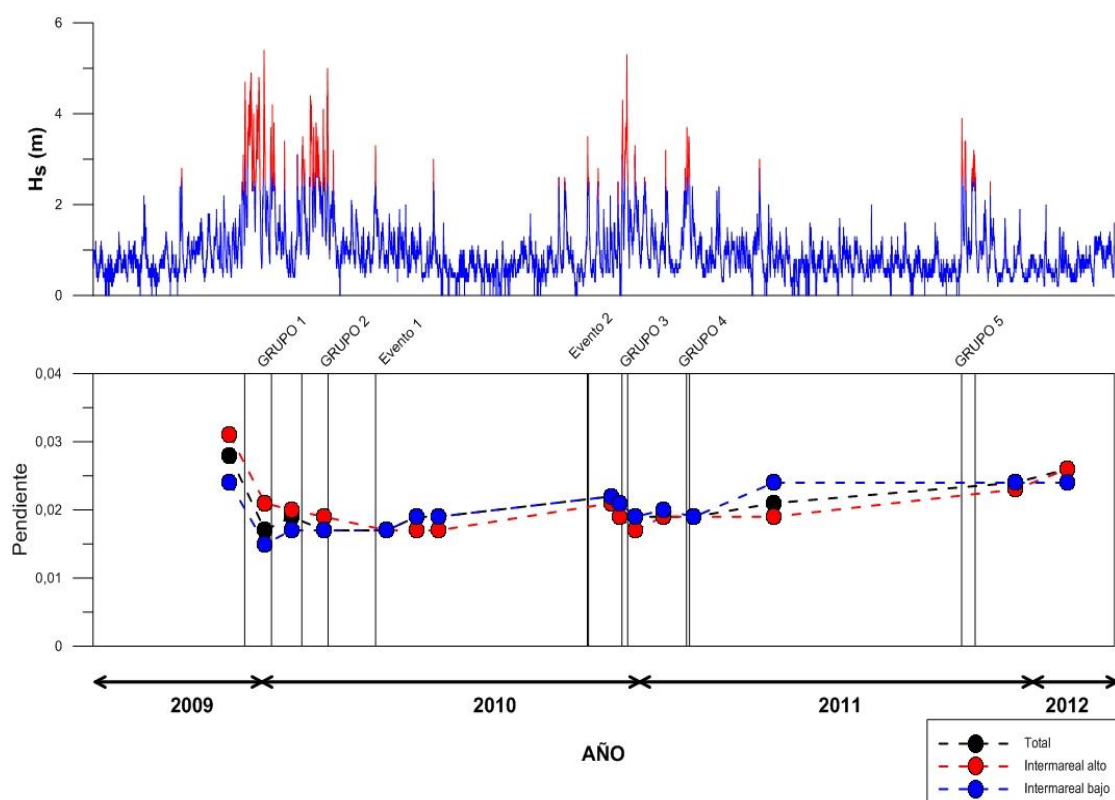
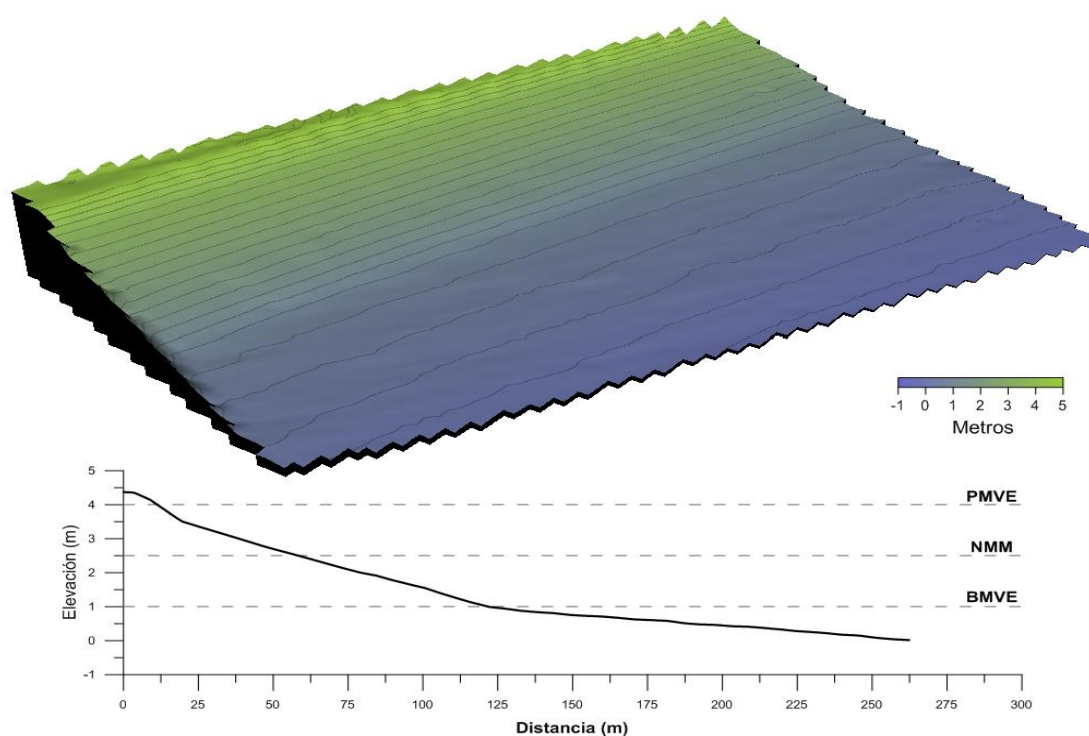


Figura 6.17. Distribución de grupos de temporales y variaciones en los valores de pendiente para el intermareal alto, bajo y total en la playa de Levante.

Tabla 6.3. Valores de pendiente medidos en el intermareal alto y bajo en la playa de Levante.

FECHA	PENDIENTES		
	Tan β Total	Tan β	Tan β
		Intermareal Alto	Intermareal Bajo
5-12-2009	0,026	0,032	0,022
31-12-2009	0,020	0,027	0,014
6-01-2012	0,018	0,021	0,015
20-01-2010	0,017	0,020	0,015
30-01-2010	0,019	0,051	0,017
17-02-2010	0,018	0,019	0,017
1-03-2010	0,017	0,019	0,016
12-03-2010	0,017	0,019	0,015
27-04-2010	0,017	0,017	0,018
25-05-2010	0,019	0,017	0,056
14-06-2010	0,018	0,016	0,079
8-10-2010	0,051	0,019	0,059
22-11-2010	0,051	0,020	0,021
12-12-2010	0,020	0,019	0,021
31-12-2010	0,018	0,016	0,019
25-01-2011	0,020	0,018	0,051
22-02-2011	0,019	0,018	0,019
5-05-2011	0,020	0,018	0,023
12-12-2011	0,023	0,023	0,024
11-02-2012	0,025	0,028	0,023

**Figura 6.18.** Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en la playa de Levante el 5 de diciembre del 2009.

Tras la intervención del primer grupo de temporales (entre el 18 de diciembre 2009 y el 11 de enero 2010) se dio un basculamiento erosivo producto del movimiento de sedimentos de la playa seca y el intermareal alto hacia el intermareal bajo (Figura 6.19). El punto de pivote del perfil se ubicó al nivel medio del mar y las pendientes disminuyeron notoriamente registrando valores de 0,020 y 0,015 en el intermareal alto y bajo respectivamente. La erosión de la playa seca se produjo en tres episodios: el primero asociado a la intervención de los 2 primeros temporales (T120 - T121 – Anexo 5.1) donde la cota de inundación osciló entre 1,6 y 3,8 m ($R_{2max} = 0,28$ m), el segundo tras la intervención del temporal T122 del 28 de diciembre del 2010 donde la cota de inundación fluctuó entre 3,18 y 4 m con un $R_{2max} = 0,29$ m y el tercero tras los temporales T123-124 del 4 y 11 de enero del 2010 (cota de inundación entre 1 y 3,8 m - $R_{2max} = 0,26$ m).

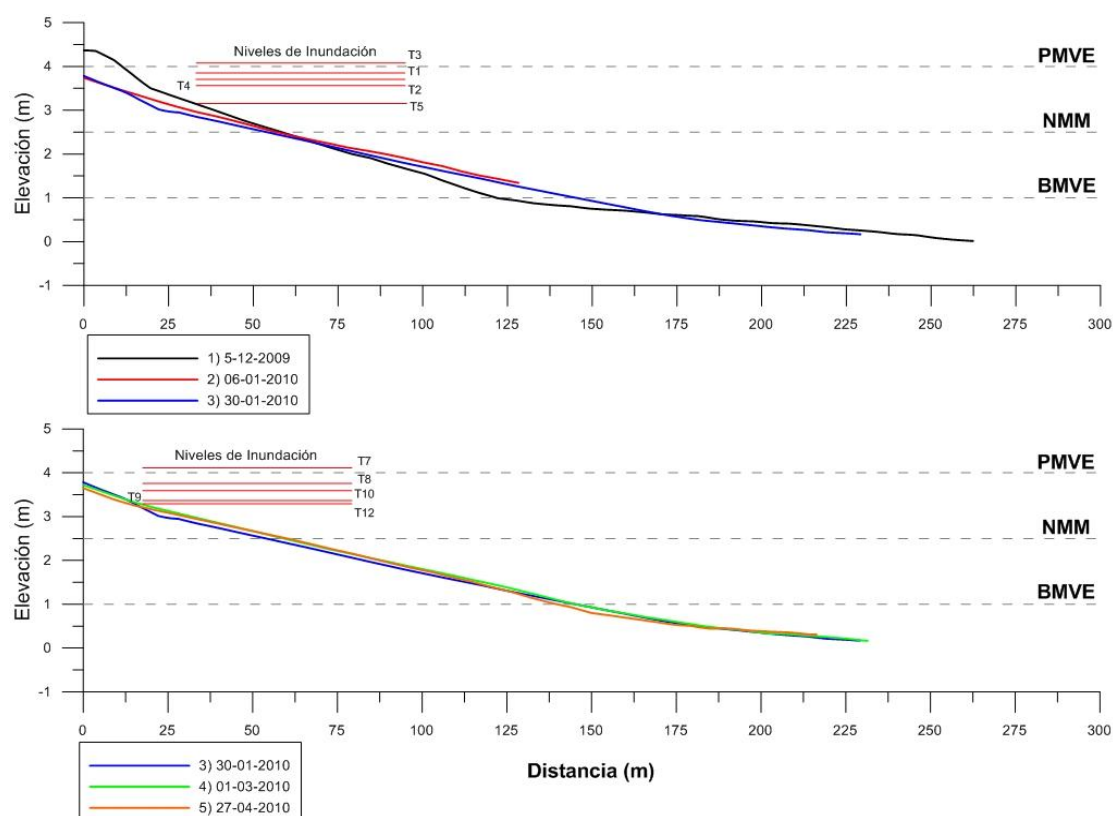


Figura 6.19. Variaciones morfológicas en la playa de Levante entre el 5 de diciembre del 2009 y el 27 de abril del 2010.

Para el 30 de enero del año 2010 los valores de inundación que alcanzaron los 4,1 m produjeron el retroceso de hasta 35 m del pie de duna. Para esta fecha la playa seca

había perdido su berma y parte del sedimento erosionado fue depositado en la zona intermareal baja. Por debajo del nivel de bajamar se observa erosión del perfil de la playa (Figura 6.19).

Durante el segundo grupo de temporales, entre el 8 de febrero y el 3 de marzo de 2010, la cota de inundación registró un valor máximo de 4,1 m ($R_{2\max}= 0,34$). Este grupo de temporales produjo un basculamiento erosivo manifestado con la pérdida de arenas en la playa seca y la acumulación homogénea por debajo del nivel medio del mar. De igual forma, las pendientes siguieron disminuyendo registrando valores de 0,019 y 0,017 en el intermareal alto y bajo respectivamente.

Durante el evento individual de categoría débil del 16 de abril del 2010 la cota de inundación fluctuó entre los 1,12 y 3,39 m ($R_{2\max}= 0,27$). Este temporal ocasionó el basculamiento de la playa (figura 6.19 - 6.20) y, al igual que en los meses anteriores, el pivoteo se dio a la altura del nivel medio del mar. Asociado a este temporal se observó que las pendientes decrecieron llegando a valores de 0,017 para el intermareal alto y 0,018 para el intermareal bajo.

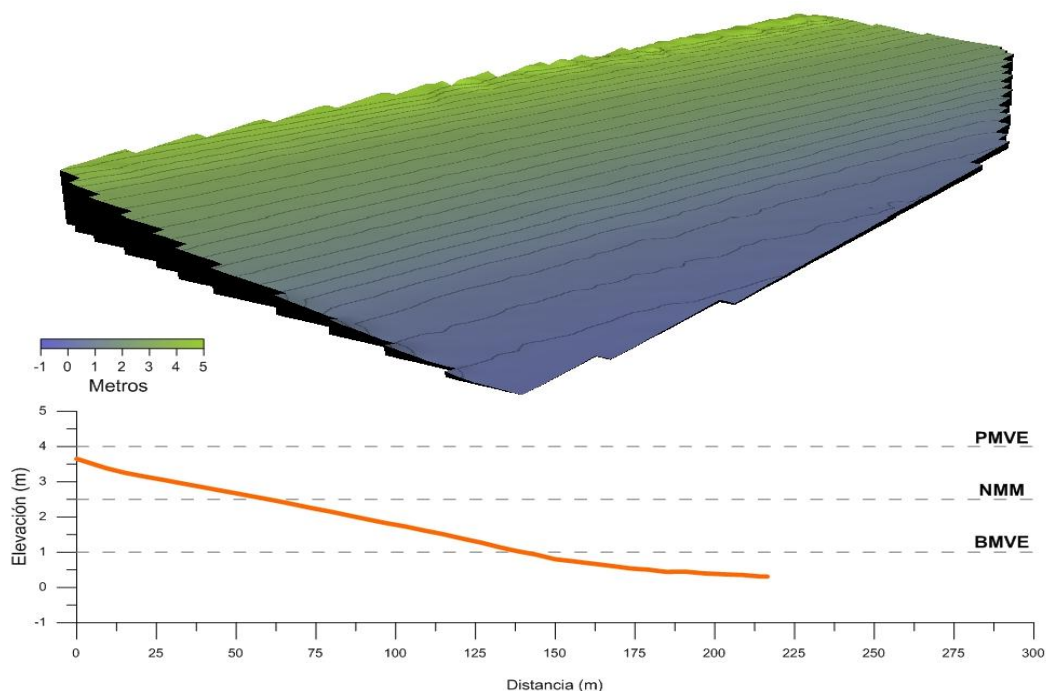


Figura 6.20. Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en la playa de Levante en abril del año 2010.

Para el verano del año 2010 la playa de Levante experimentó un basculamiento erosivo con dos puntos de pivote observados hacia el nivel medio del mar y hacia el nivel de bajamar (Figura 6.21). Dentro del perfil, parte del sedimento erosionado en el intermareal bajo, fue distribuido hacia el intermareal alto y hacia la zona sumergida. Los levantamientos realizados después del verano evidenciaron un aumento en las pendientes que alcanzaron valores de 0,019 y 0,059 en el intermareal alto y bajo respectivamente.

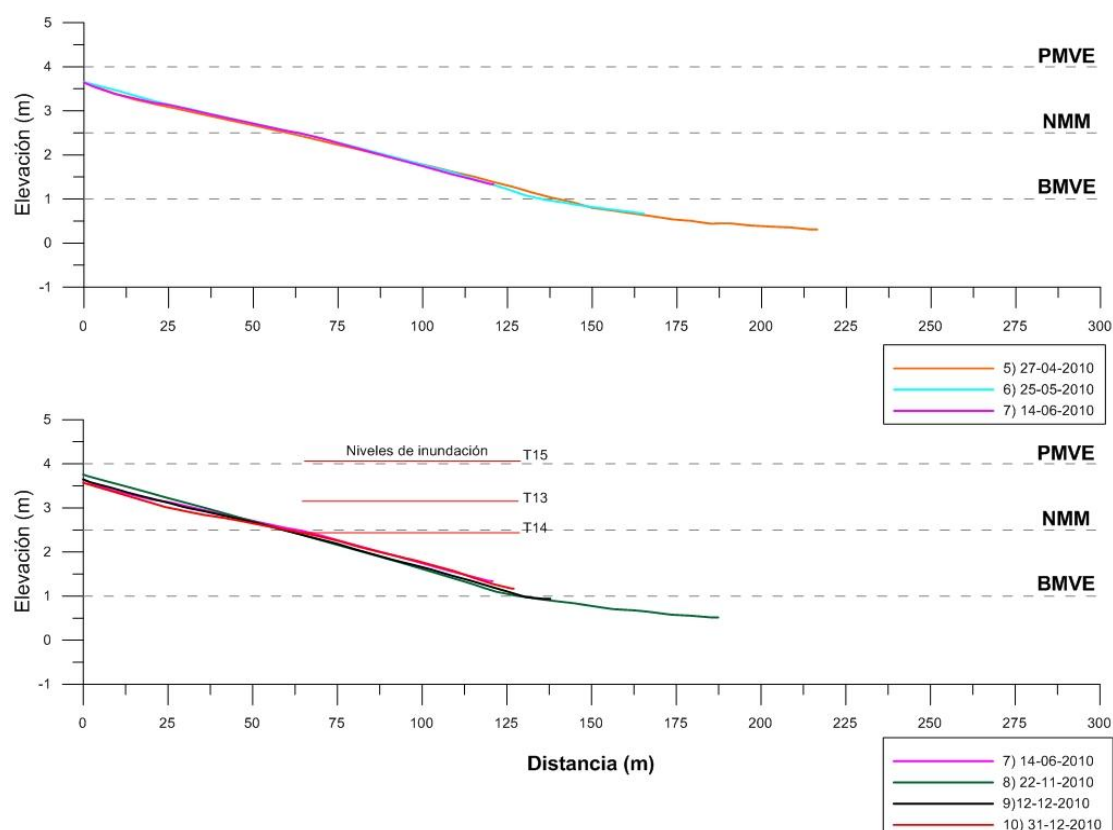


Figura 6.21. Variaciones morfológicas en la playa de Levante entre el 27 de abril y el 31 de diciembre del 2010.

Tras un evento individual de categoría débil sucedido el 30 de octubre del 2010, se observó una leve recuperación en la playa seca y en la zona intermareal baja (Figura 6.21). Durante este evento la cota de inundación registró un valor máximo de 3,18 m con un R_{2max} de 0,25 m. Los valores de pendiente después de este temporal mostraron comportamientos diferentes observándose un aumento en el intermareal alto (0,020) y un descenso en el intermareal bajo (0,021).

El grupo de dos temporales T133 –T134 ocurrido entre el 18 y 21 de diciembre del año 2010, generó basculamiento erosivo con pivoteo al nivel medio del mar (Figura 6.21 – 6.22). A lo largo de este grupo de temporales la cota de inundación fluctuó entre los 1,4 y 4,1 m registrando un valor máximo de R_{2max} de 0,40 m. Estos dos eventos produjeron la disminución de las pendientes de la zona intermareal alta y baja registrándose valores de 0,016 y 0,019 respectivamente.

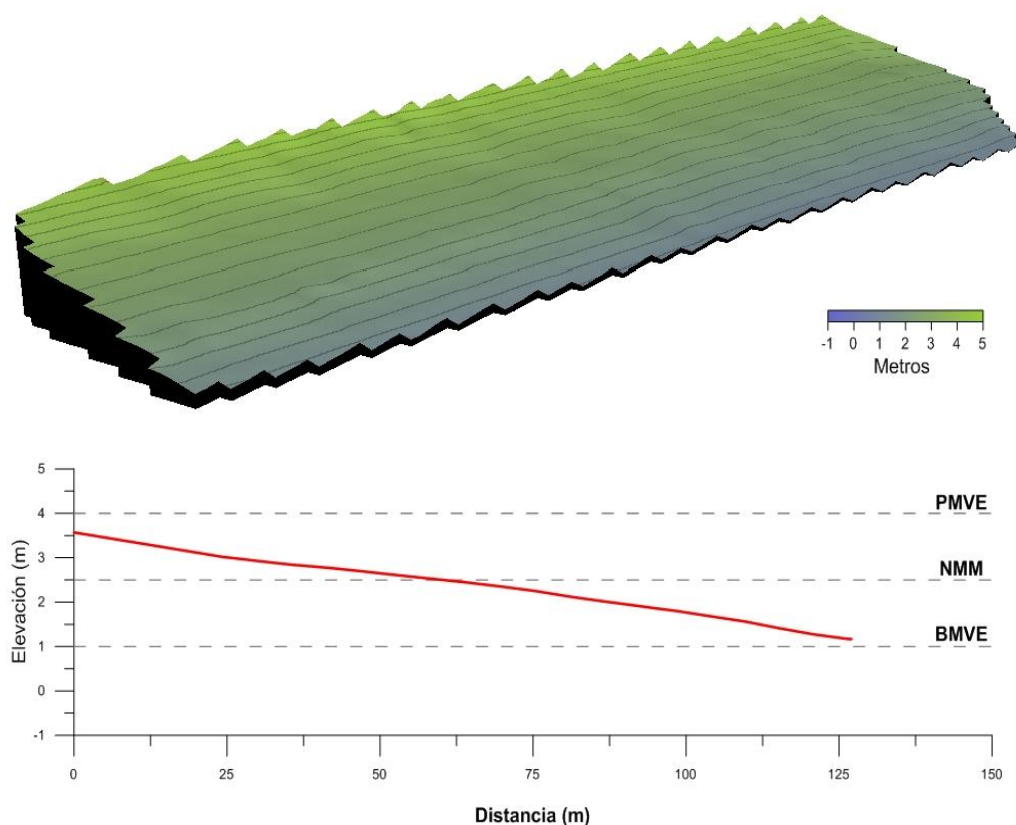


Figura 6.22. Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en la playa de Levante en diciembre del año 2010.

Para el 22 de febrero del año 2011 y tras el impacto de un grupo de dos temporales (T135-T136), la playa registró basculamiento constructivo que condujo a la acumulación de sedimento al nivel medio del mar (Figuras 6.23). Durante este grupo de temporales la sumatoria del *run-up*, descenso barométrico y apilamiento por viento (denominada TSL) alcanzó valores de 30 cm (por problemas registrados por el mareógrafo no se cuenta con el dato de la marea meteorológica). La pendiente del intermareal alto registró un valor de 0,018 mientras que la pendiente del intermareal bajo se mantuvo constante (0,019).

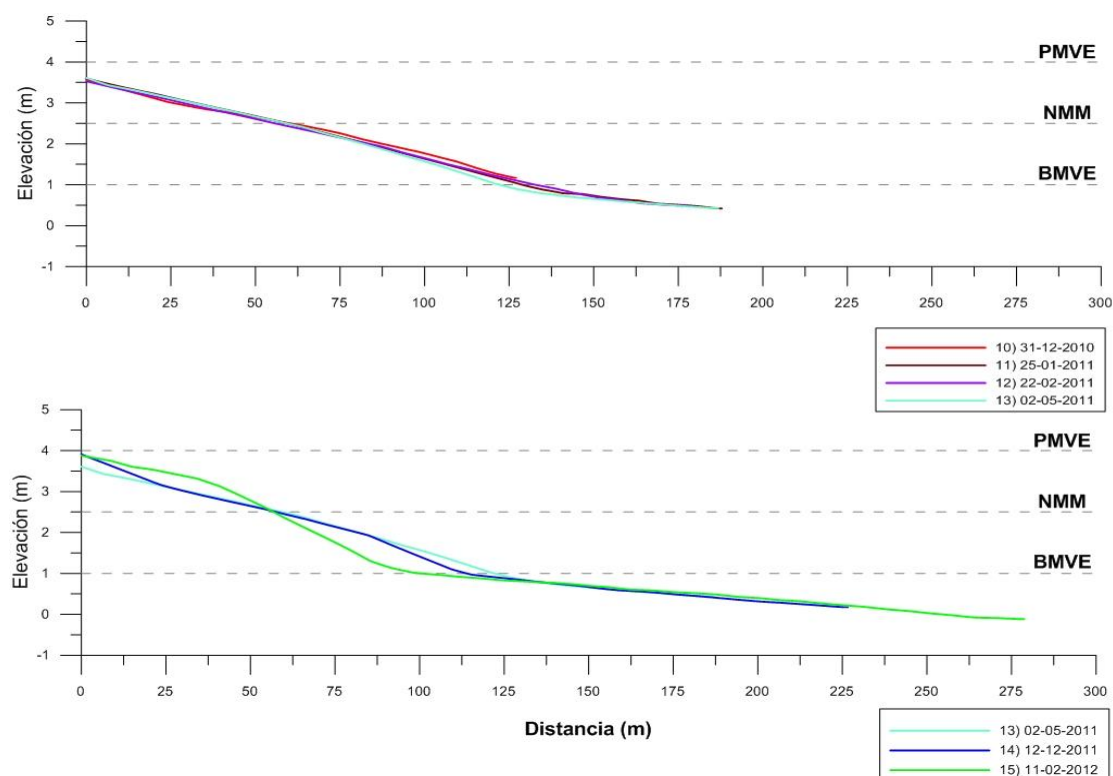


Figura 6.23. Variaciones morfológicas en la playa de Levante entre el 31 de diciembre del 2010 y el 11 de febrero del 2012.

Para el verano del año 2011 se observó basculamiento constructivo, gracias a las condiciones de buen tiempo, con un punto de pivoteo ubicado por encima del nivel de bajamar (Figuras 6.23 – 6.24). El sedimento erosionado en el intermareal bajo fue distribuido de forma leve hacia el intermareal medio y alto. Los valores de pendiente observados después del verano se mantuvieron constantes para el intermareal alto (0,018) mientras que aumentaron, alcanzando valores de 0,023, para el intermareal bajo.

Para el 12 de diciembre del año 2011, y posterior a la intervención de un grupo de 3 temporales durante los meses de octubre y noviembre (que registraron valores de TSL de hasta 40 cm), se dio un basculamiento constructivo con pivoteo en el nivel medio y el nivel de bajamar (Figuras 6.23 – 6.25). Este basculamiento permitió la recuperación de la parte alta del intermareal alto y produjo la erosión de la parte inferior del intermareal bajo (Figura 6.23 – 6.25). Para esta fecha, las pendientes en el intermareal alto y bajo aumentaron, registrando respectivamente valores de 0,023 y 0,024.

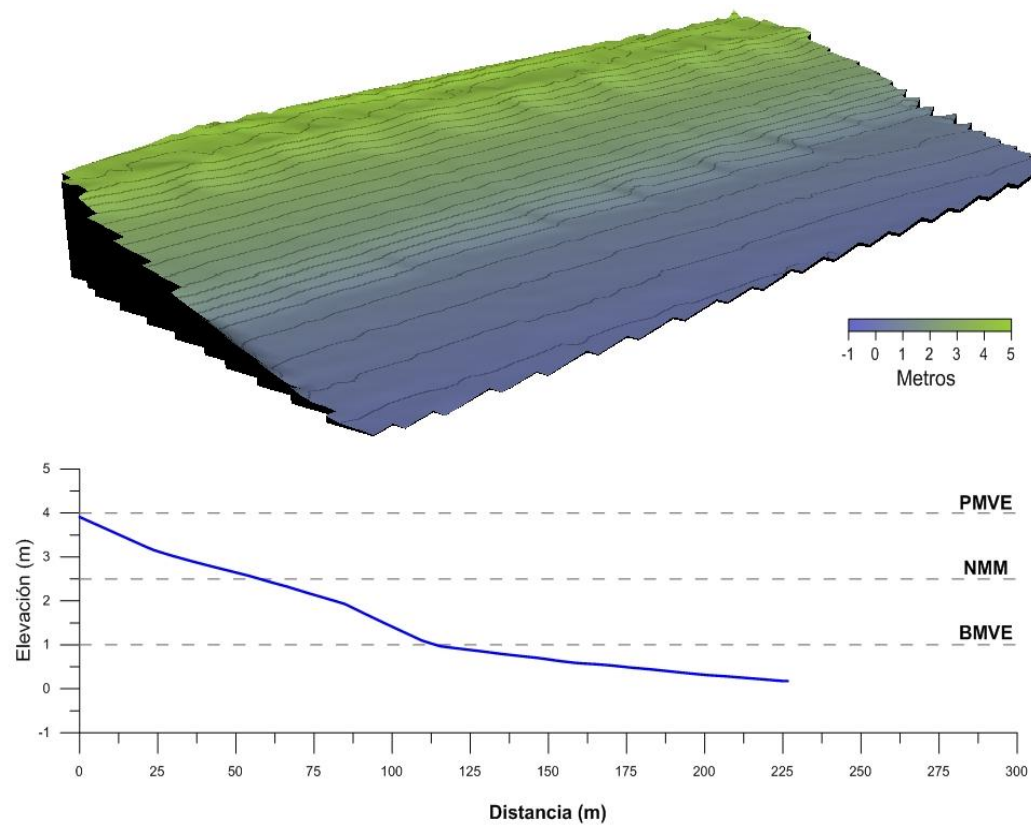


Figura 6.24. Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en la playa de Levante en diciembre del año 2011.

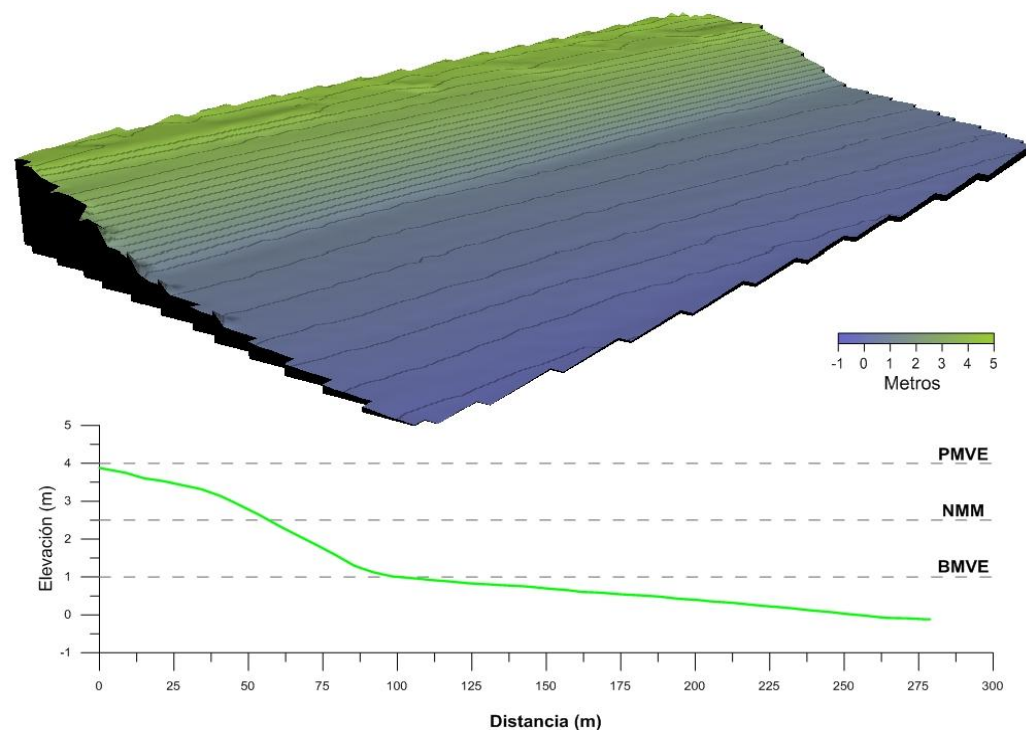


Figura 6.25. Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en la playa de Levante en febrero del año 2012.

Tras las buenas condiciones de oleaje imperantes durante los meses de enero y febrero de 2012, se observó acumulación en el intermareal alto y erosión en el intermareal bajo, producto de un basculamiento erosivo con pivoteo en el nivel medio del mar (Figura 6.23 – 6.25). Los valores de pendiente para el intermareal alto aumentaron pasando de 0,023 a 0,028, mientras que los valores de pendiente para el intermareal alto disminuyeron (0,023).

De manera general se pudo observar que en la playa de Levante el perfil no se recuperó a lo largo de los 27 meses estudiados (Figura 6.26), destacándose los siguientes aspectos:

- Pérdida de la berma, debida principalmente a la intervención del primer grupo de temporales.
- Leve acumulación de arena entre el nivel medio del mar y la parte media del intermareal alto.
- Significativa erosión de la zona intermareal baja.
- Aparente estabilidad de la zona sumergida.

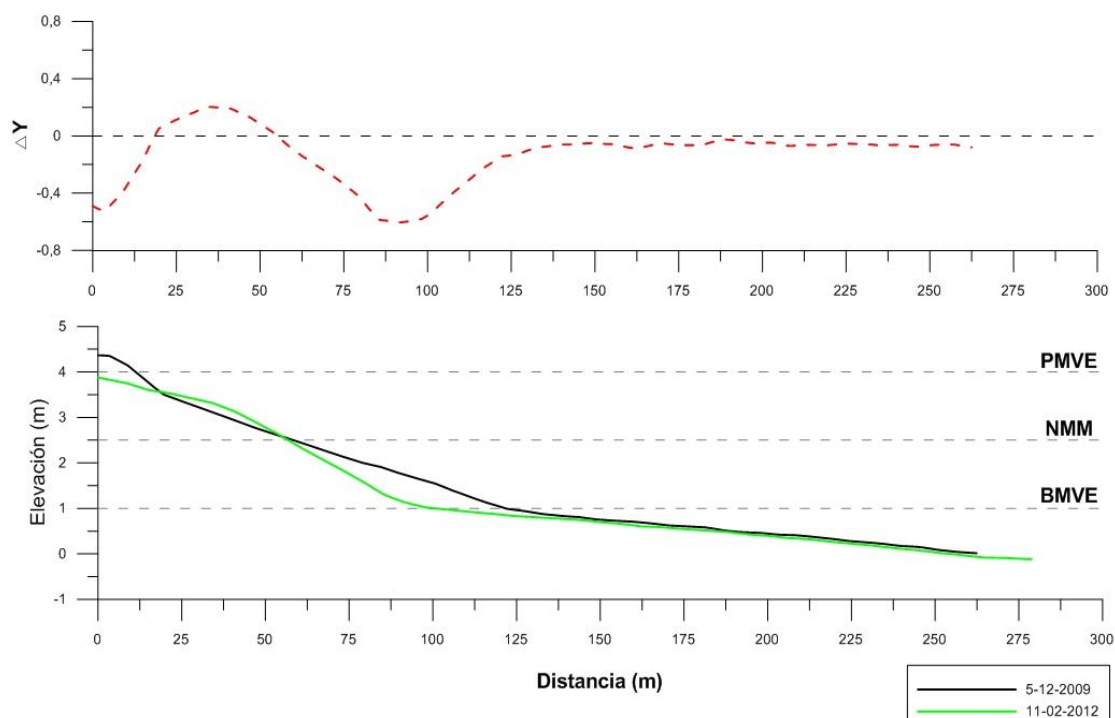


Figura 6.26. Cambios generales observados en la playa de Levante durante el periodo 2009 - 2012.

En lo que respecta a los valores de pendiente de playa, la pendiente de la zona intermareal alta no se recuperó registrando en el último levantamiento valores de 0,028. Contrariamente, la pendiente del intermareal bajo volvió a registrar valores muy similares al que ostentaba al iniciar las campañas de medición (0,023).

6.3.2.1.2 Cambios en las variables morfológicas calculadas

En la tabla 6.4 se presentan los valores medios de las variaciones volumétricas, con el objetivo de dar una idea general de la magnitud de los cambios que sufrió la playa de Levante durante el periodo de tiempo estudiado.

Para el 5 de diciembre del año 2009 la playa de Levante presentaba un perfil que en su totalidad alcanzaba un volumen de $307 \text{ m}^3/\text{m}$ repartido de la siguiente forma: $54 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca, $141 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto y $112 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal bajo (Volumen 3D: 92.150 m^3).

Tras el primer grupo de temporales que estuvo conformado por 1 temporal débil, 2 temporales moderados, 1 temporal significativo y 1 temporal severo, el basculamiento erosivo ocurrido en la playa produjo la pérdida de $11 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca y $9 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto, así como la ganancia de $8 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal bajo (Cambio volumen 3D: -4.599 m^3). La erosión observada en la playa de Levante se produjo en tres episodios:

- Episodio 1: asociado a los temporales T120 y T121 que causaron pérdidas de 8 y $4 \text{ m}^3/\text{m}$.
- Episodio 2: tras la intervención del temporal T122 del 28 de diciembre que causó la erosión de $20 \text{ m}^3/\text{m}$.
- Episodio 3: ligado a los temporales T123 y T124 que ocasionaron la pérdida de 2 y $8 \text{ m}^3/\text{m}$.

Tabla 6.4. Cambios volumétricos calculados en la playa de Levante durante el periodo 2009 -2012.

FECHA	VOLUMEN			Total	Volumen 3D (m ³)
	Playa seca (m ³ /m)	Intermareal alto (m ³ /m)	Intermareal bajo (m ³ /m)		
5-12-2009	54	141	112	307	92.150
6-01-2012	42	136	127	305	90.154
30/01/2010	43	132	121	296	87.551
01/03/2010	40	139	127	307	90.441
27-04-2010	42	135	126	303	90.445
25/05/2010	39	142	126	307	91.545
14/06/2010	40	138	123	301	91.716
22/11/2010	43	140	117	300	90.990
12/12/2010	40	140	118	297	89.642
31/12/2010	39	135	125	298	89.071
25/01/2011	40	140	103	284	89.085
22/02/2001	39	135	118	293	88.383
05/05/2011	40	138	115	293	89.180
12/12/2011	43	137	110	290	88.822
11/02/2012	43	150	90	282	86.613

En lo que respecta a los cambios verticales se observó un decrecimiento en la altura de 66 cm en la playa seca mientras que en el intermareal bajo se dio un crecimiento de 35 cm (Figura 6.27). El movimiento de la línea de costa registró un retroceso cercano a 8 m en el nivel de pleamar y un avance de 3,5 m al nivel medio del mar.

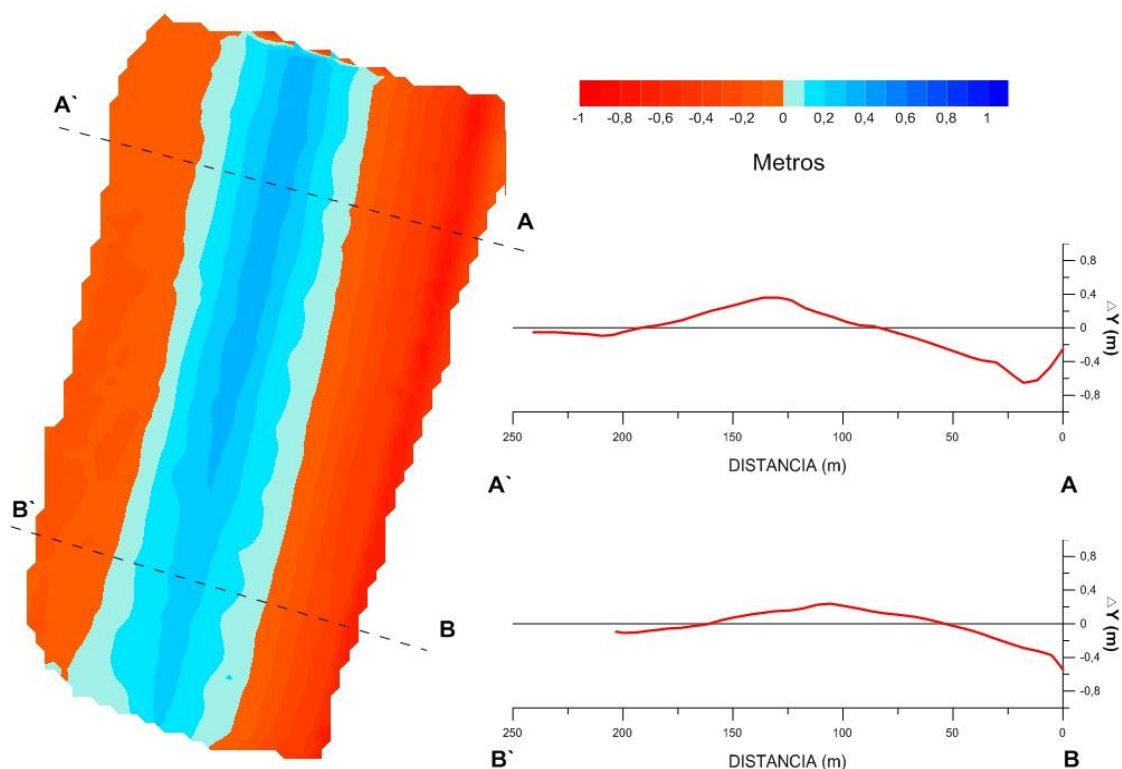


Figura 6.27. Cambios verticales en la playa de Levante asociados al primer grupo de temporales acontecido entre el 18 de diciembre de 2009 y el 11 enero 2010.

Para el 30 de enero la pérdida de la berma significó la erosión de $11 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca y de $9 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto. Parte del sedimento erosionado fue depositado por debajo del nivel medio del mar. Para esta fecha la totalidad del perfil alcanzó un volumen de $296 \text{ m}^3/\text{m}$, $11 \text{ m}^3/\text{m}$ menos que al iniciar los levantamientos en el mes de diciembre del año 2009.

Después del segundo grupo de temporales (entre el 8 de febrero y el 3 de marzo de 2010) se erosionaron $3 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimento en la playa seca, mientras que el acrecimiento observado en el intermareal alto y zona sumergida alcanzó valores de 8 y $6 \text{ m}^3/\text{m}$ respectivamente (Cambio volumen 3D: 2.890 m^3). En lo concerniente a los cambios verticales, estos fueron muy bajos registrándose aumentos de 1,4 cm tanto en

el intermareal alto como en el bajo y descensos de 1 cm en la playa seca (Figura 6.28). El movimiento de la línea de costa registró retrocesos de 4 m en el nivel de pleamar y avances de 1 m al nivel medio del mar.

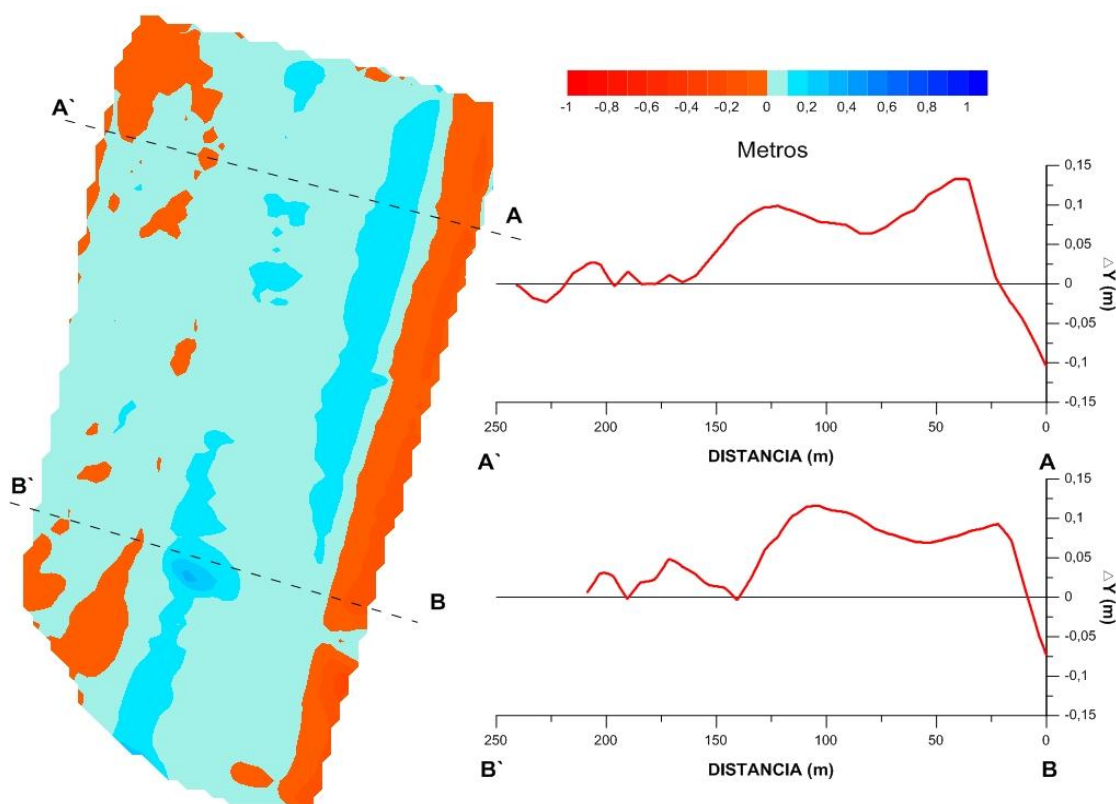


Figura 6.28. Cambios verticales en la playa de Levante asociados al segundo grupo de temporales acontecido entre el 8 de febrero y el 3 de marzo del 2010.

Tras el evento débil del 16 de abril del 2010 se observó un basculamiento que dio lugar a la acumulación de $2 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca y la erosión de 4 y $1 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto y bajo respectivamente (Cambio volumen 3D: -4 m^3). Los cambios verticales fueron muy bajos, registrando valores inferiores a los 2 cm a lo largo del perfil (Figura 6.29). El nivel de pleamar y el nivel medio del mar registraron avances de 3 y 4 m respectivamente mientras que el nivel de bajamar retrocedió 7 m.

Durante el verano de 2010 el basculamiento erosivo ocurrido produjo la pérdida de $1 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca, la acumulación de $6 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto y la erosión de $22 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal bajo. Así mismo, este basculamiento trajo consigo un aumento en la vertical de 10 cm en la playa seca y una disminución de 41 cm a nivel del intermareal bajo (Figura 6.30).

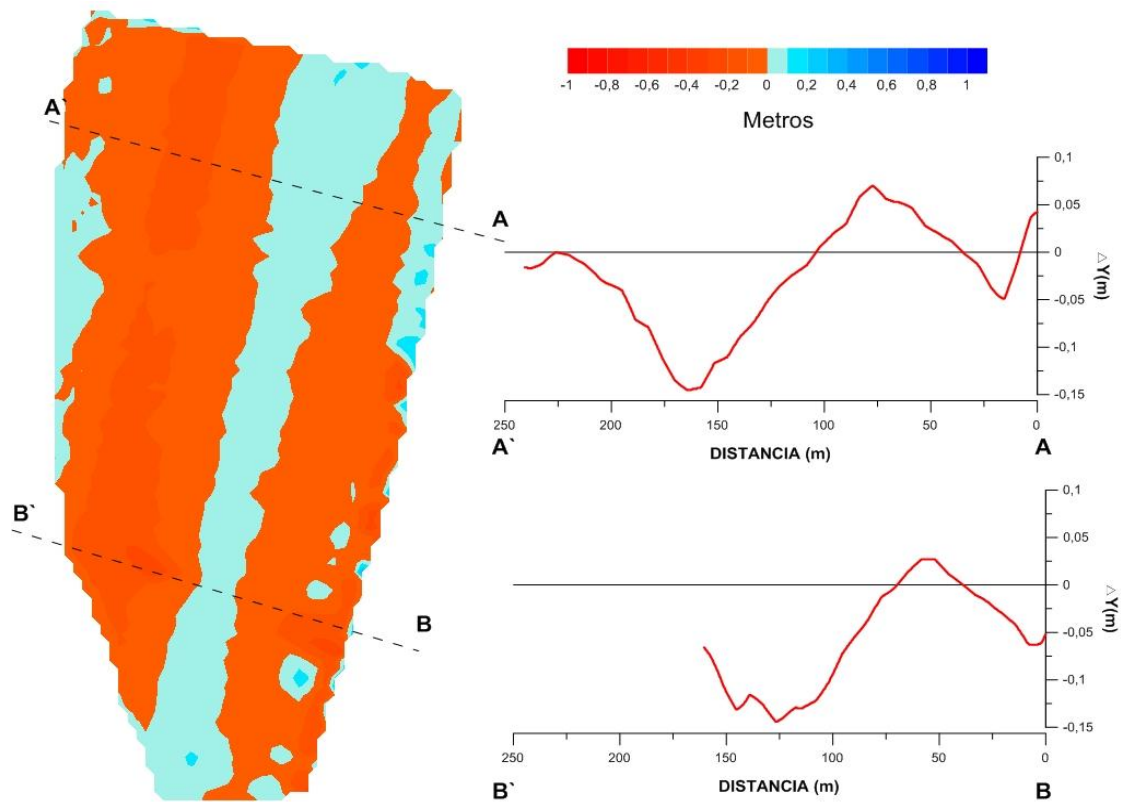


Figura 6.29. Cambios verticales en la playa de Levante asociados al temporal de categoría débil acontecido el 16 de abril del año 2010.

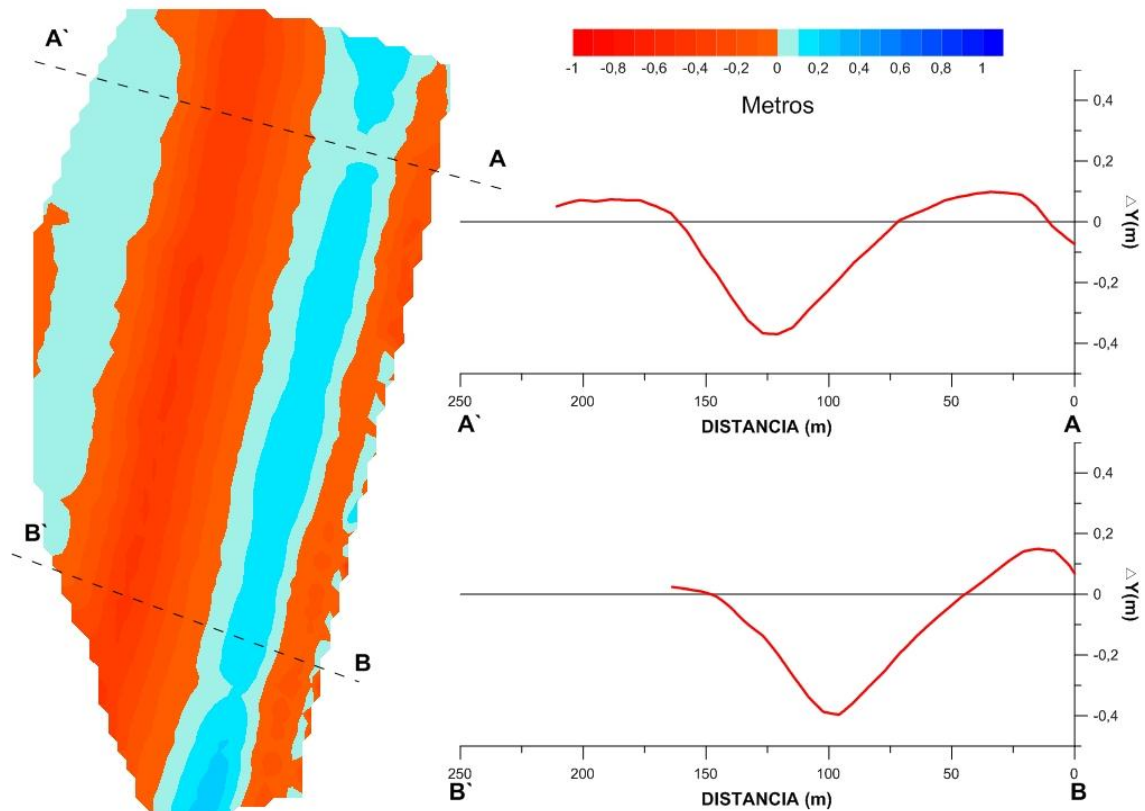


Figura 6.30. Cambios verticales en la playa de Levante ocurridos durante el verano del año 2010.

En noviembre del año 2010, y posterior a la intervención de un evento individual de categoría débil, se observó la acumulación de 3 y 12 m^3/m en la playa seca y el intermareal bajo respectivamente, mientras que la erosión de la zona intermareal alta fue de apenas 1 m^3/m . En las áreas donde se presentó acumulación, los cambios verticales registraron valores de 13 cm (playa seca) y 20 cm (intermareal bajo - figura 6.31). El movimiento de la línea de costa registró un retroceso cercano a 6 m al nivel de pleamar y un avance de 3 m al nivel de bajamar.

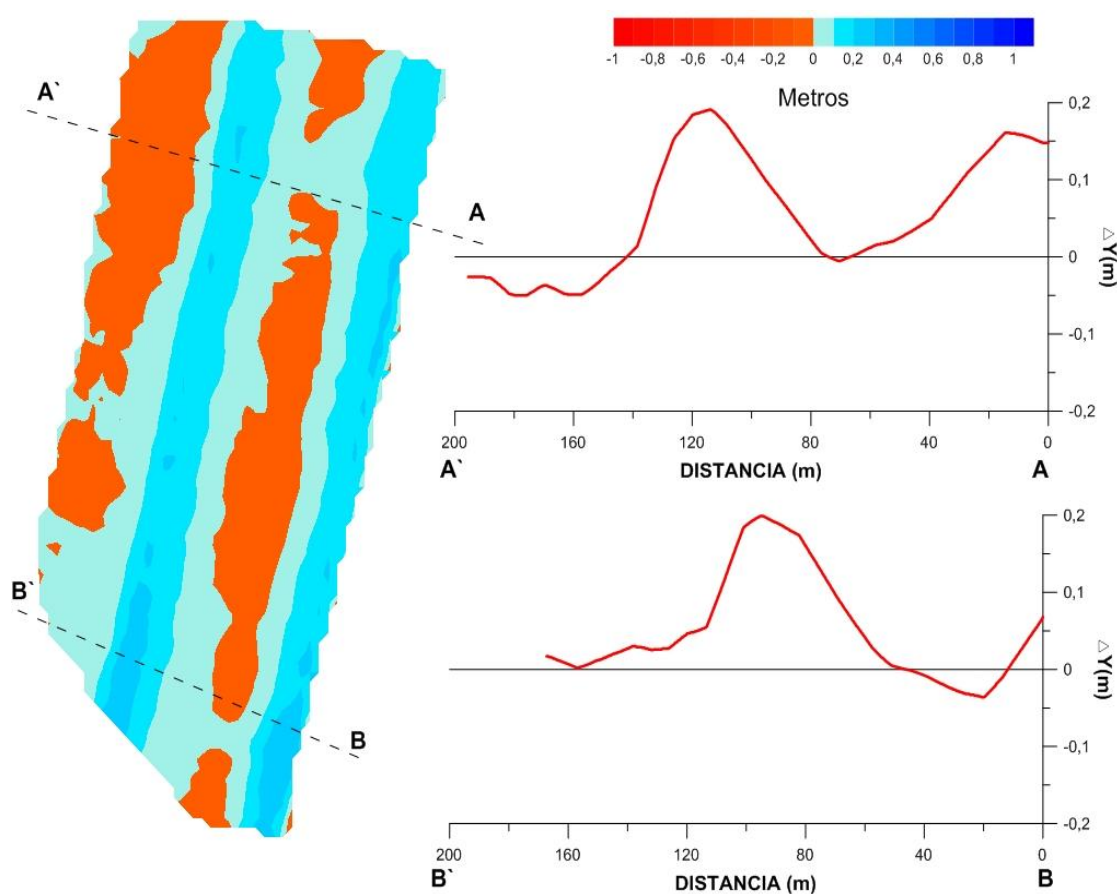


Figura 6.31. Cambios verticales en la playa de Levante asociados al temporal de categoría débil acontecido el 30 de octubre del año 2010.

El tercer grupo de temporales (T133-T134), ocurrido entre el 18 y 21 de diciembre del 2010, causó la erosión de 5 m^3/m en la playa seca y por encima del nivel medio del mar así como la acumulación de 8 m^3/m por debajo de este (Cambio volumen 3D: -1.919 m^3). Las variaciones en la vertical registraron valores iguales (de hasta 21 cm) pero de signos opuestos para el intermareal alto y bajo (Figura 6.32), mientras que el retroceso de la línea de costa fue de 5 m a nivel de pleamar.

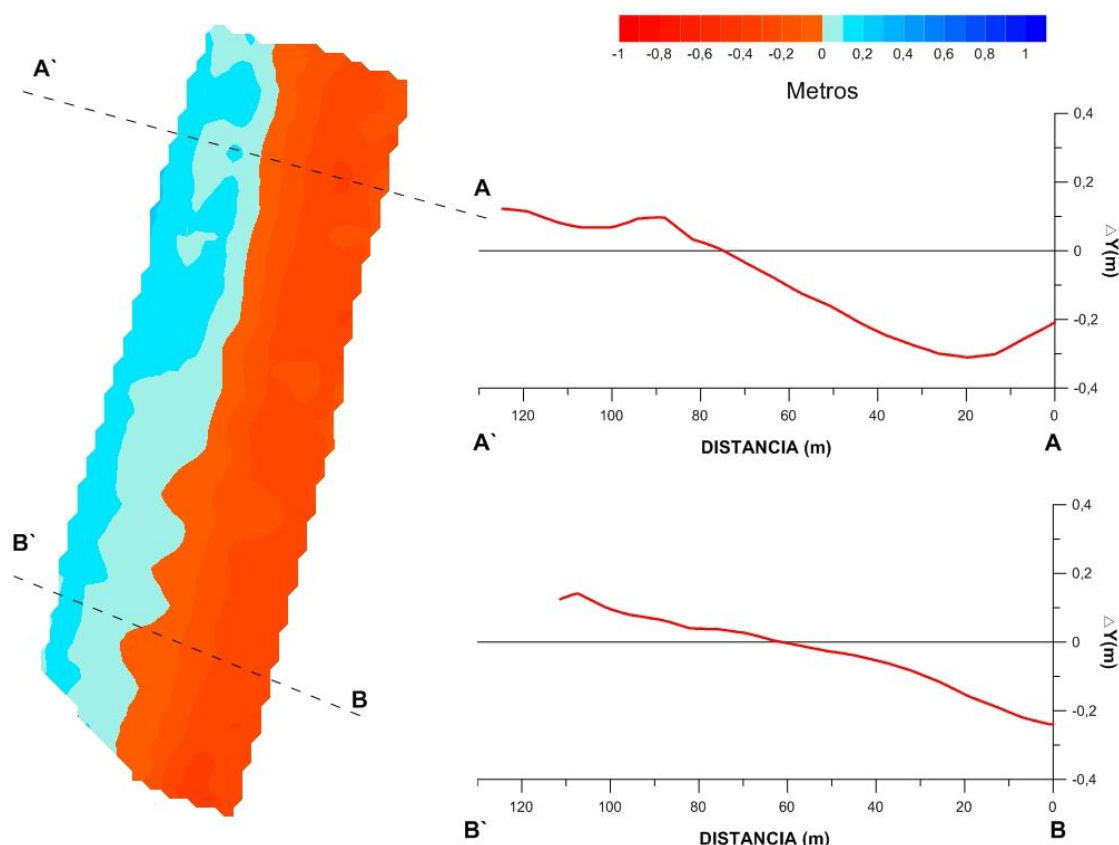


Figura 6.32. Cambios verticales en la playa de Levante asociados al tercer grupo de temporales acontecido entre el 18 de diciembre de 2010 y el 21 de diciembre de 2010.

Tras el impacto del cuarto grupo de temporales (T135-T136) la acumulación registrada por encima del nivel medio del mar alcanzó los $2 \text{ m}^3/\text{m}$ mientras que la erosión por debajo de este fue de $7 \text{ m}^3/\text{m}$ (Cambio volumen 3D: -688 m^3). Las variaciones en la vertical, tanto aumentos como descensos, estuvieron en el orden de los 2 cm a lo largo de todo el perfil (Figura 6.33). En cuanto a los desplazamientos de la línea de costa estos fueron de -1,5, -2,5 y 4,5 m en los niveles de pleamar, medio y bajamar respectivamente.

Durante el verano del año 2011 la playa de Levante experimentó una leve recuperación en la parte alta del perfil con un aumento de 1 y $3 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca e intermareal alto. A la par, en el intermareal bajo, se dio una erosión de $4 \text{ m}^3/\text{m}$. En la vertical se dieron aumentos de hasta 1 cm en la playa seca y en el intermareal alto, y descensos de hasta 20 cm en el intermareal bajo (Figura 6.34). Durante ese verano las condiciones de buen tiempo permitieron el avance de la zona de bajamar y nivel medio del mar en el orden de 2 m y el retroceso de la línea de pleamar en el orden de los 10 m.

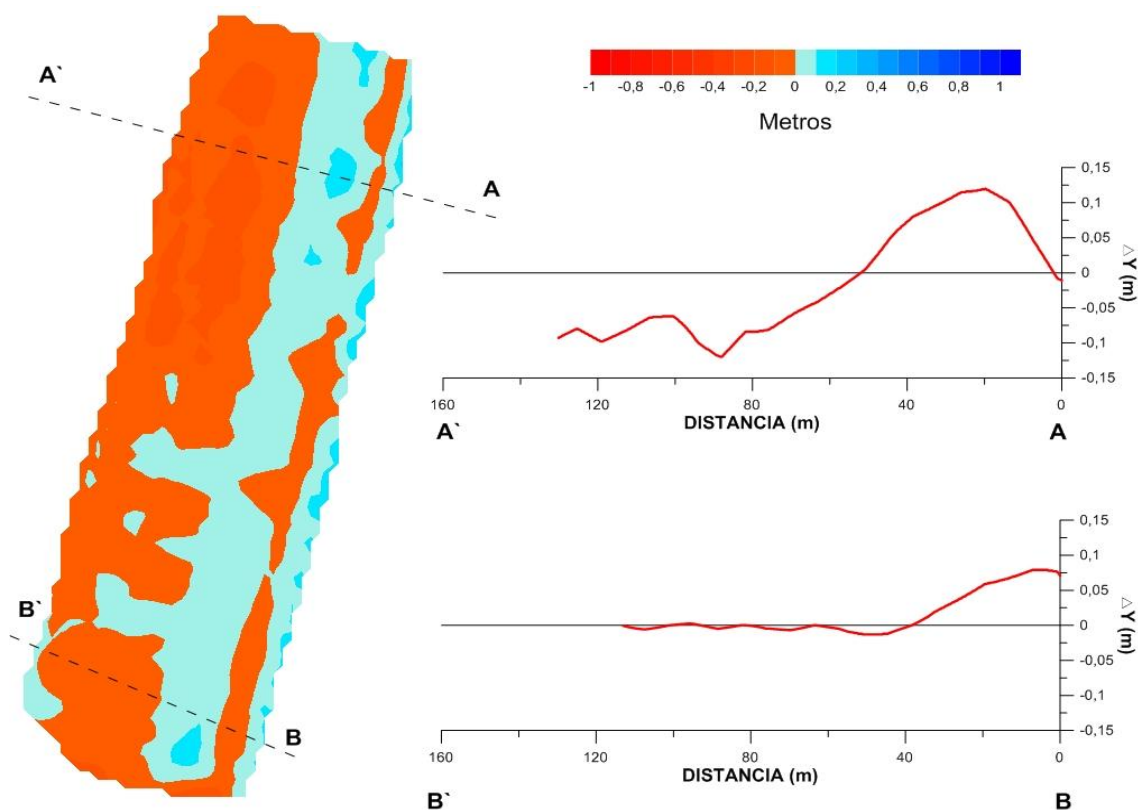


Figura 6.33. Cambios verticales en la playa de Levante asociados al temporal acontecido los días 15 y 16 de febrero del año 2011.

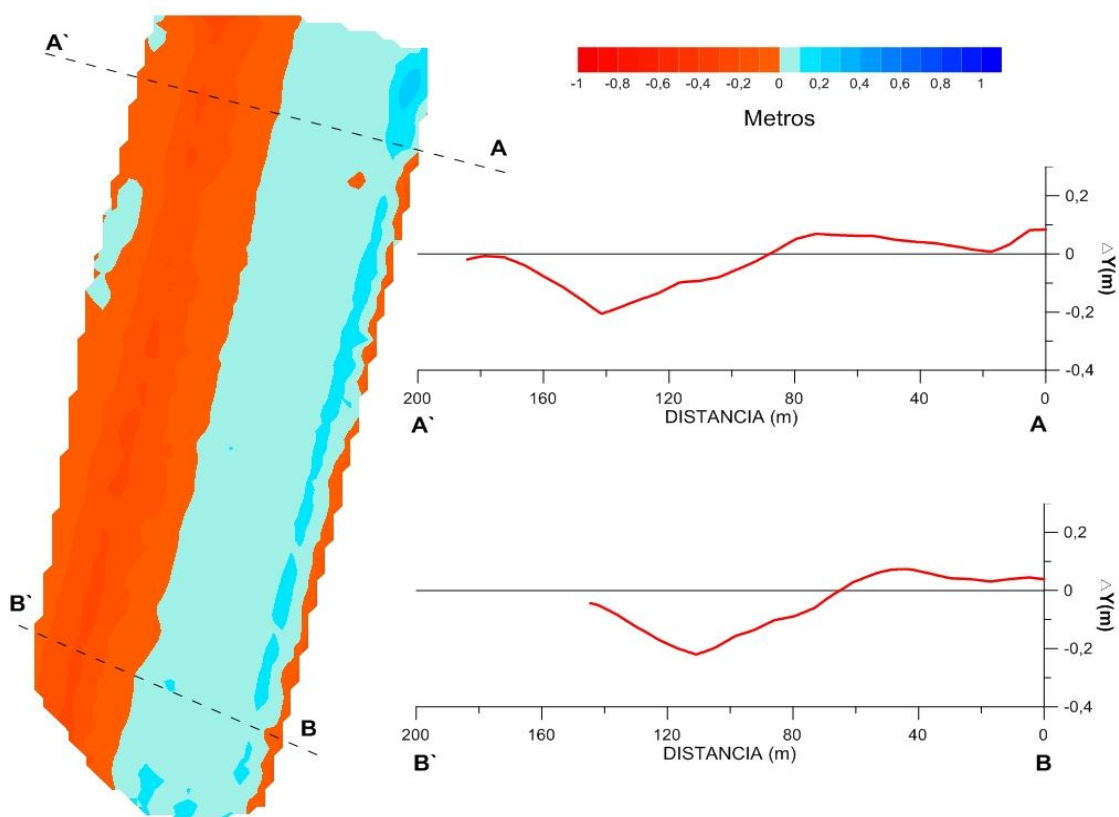


Figura 6.34. Cambios verticales en la playa de Levante ocurridos durante el verano del año 2011.

El basculamiento ocurrido para el 12 de diciembre del año 2011 produjo la acumulación de $3 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca y la erosión de 1 y $5 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto y bajo respectivamente (Cambio volumen 3D: -358 m^3). Las variaciones en la vertical fueron notorias encontrándose un aumento de 30 cm en la playa seca y un descenso de hasta 23 cm por debajo del nivel de pleamar (Figura 6.35). El movimiento de la línea de costa trajo consigo el avance de $9,5 \text{ m}$ del nivel de pleamar y el retroceso de $1,5$ y 9 m de los niveles medio y de bajamar, respectivamente.

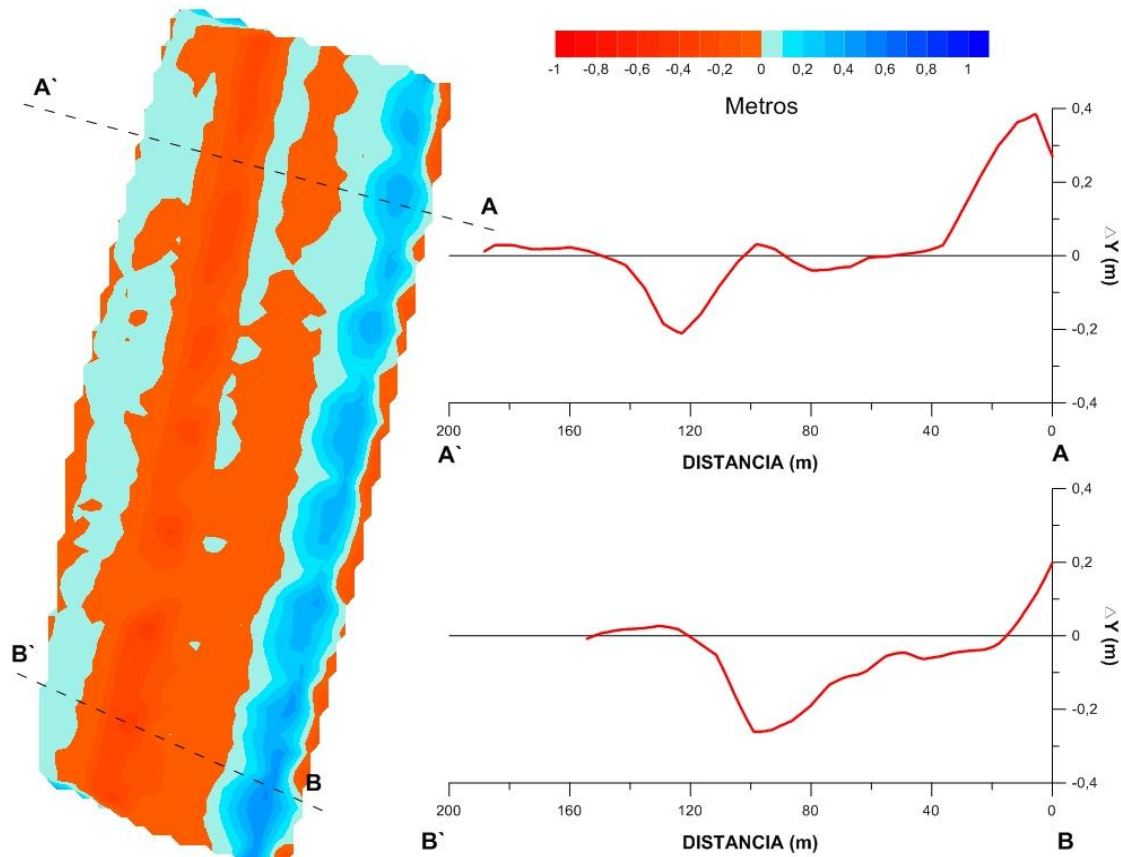


Figura 6.35. Cambios verticales en la playa de Levante asociados al quinto grupo de temporales acontecido entre el 24 de octubre de año 2011 y el 2 de noviembre de 2011.

Después de las buenas condiciones de oleaje observadas durante los meses de enero y febrero de 2012, se dio estabilidad en la playa seca, acumulación en el intermareal alto de $12 \text{ m}^3/\text{m}$ y erosión de $20 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal bajo, producto de un basculamiento erosivo con pivoteo al nivel medio del mar. Las variaciones en la vertical estuvieron en el orden de 14 cm en la playa seca, de 38 cm en el intermareal alto y de -60 cm por debajo del nivel medio del mar. El movimiento de la línea de costa registró un retroceso de 12 m al nivel de bajamar y un avance de 2 m al nivel de pleamar.

Las variables medidas en los perfiles de la playa de Levante indican que, de manera general, los cambios más importantes tuvieron lugar en la playa seca (ΔVol : $-11 \text{ m}^3/\text{m}$ – ΔY : -50 cm) y el intermareal bajo (ΔVol : $-23 \text{ m}^3/\text{m}$ – ΔY : -63 cm), el cambio volumétrico total de esta playa (3D) fue de -5.537 m^3 . De igual forma estos valores confirman que no hubo recuperación de esta playa a lo largo del periodo de tiempo estudiado (Figura 6.36).

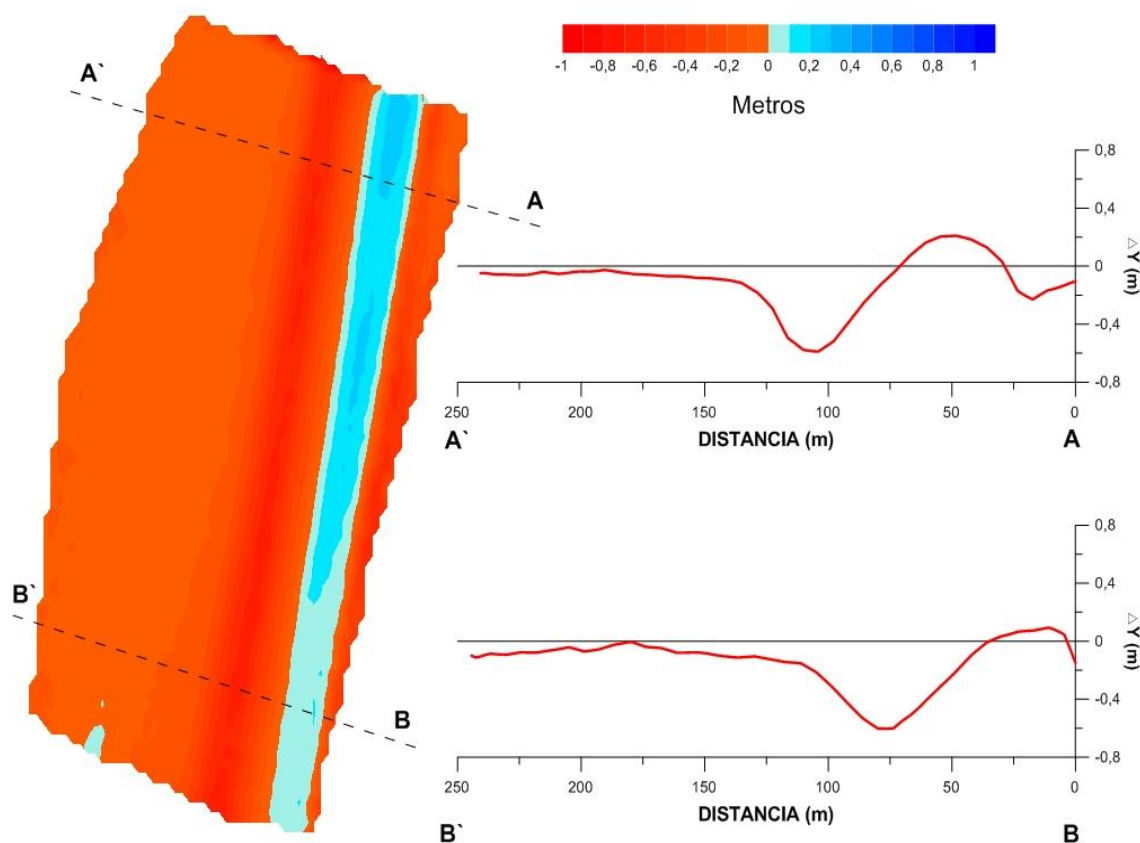


Figura 6.36. Cambios verticales observados en la playa de Levante a lo largo del periodo comprendido entre agosto 2009 y febrero 2012.

6.3.2.2 Playa de Camposoto (San Fernando)

La playa de Camposoto se encuentra situada dentro de la flecha litoral de Sancti Petri en el municipio de San Fernando. En detalle, el área estudiada corresponde a un sector con una longitud de 530 metros. La flecha de Sancti Petri, que hasta hace un par de décadas fue en su totalidad un campo de tiro del ejército español, es una de las playas más extensas de la provincia de Cádiz y de Andalucía, con más de 6 km de longitud, de los que sólo 2 son utilizables (el resto sigue estando bajo la gestión del Ministerio de Defensa de España). El área donde se realizaron los perfiles de playa y en general toda la playa ha sido levemente antropizada con la construcción de una vía que atraviesa

paralelamente a la línea de costa parte de la flecha y una serie de pasarelas que permiten el acceso para los bañistas. La playa de Camposoto está formada por arenas medias ($D_{50} = 1,4 - 2,5 \phi$, Selección = 0,98, Asimetría = - 0,03, Kurtosis = 1,50) esencialmente cuarzosas.

6.3.2.2.1 Cambios morfológicos generales

La playa de Camposoto presenta visualmente un estado morfodinámico cercano al denominado “perfil intermedio” que puede llegar a ser “reflectivo” tras condiciones de oleaje constructivas y “disipativo” tras el impacto de eventos erosivos, según la clasificación propuesta por Wright y Short (1984).

El perfil medio y sus desviaciones estándar asociadas -que corresponden a las zonas de mayor cambio- mostraron que la variabilidad de esta playa es alta, siendo la media de la desviación estándar 0,25 m. Esta variabilidad presenta un comportamiento heterogéneo a lo largo de todo el perfil, encontrándose los valores más altos de desviación estándar en la playa seca y el intermareal bajo (Figura 6.37).

En cuanto a los valores de pendiente medidos en la playa de Camposoto se observó que la zona intermareal alta en la mayoría de los casos presentó mayor pendiente que la zona intermareal baja. En la tabla 6.5 y la figura 6.38 se muestran los valores medios observados a lo largo del periodo estudiado en la playa de Camposoto.

Para el primer levantamiento efectuado el 3 de diciembre de 2009 la playa de Camposoto presentaba en la cabecera de la playa seca una berma bien desarrollada y una incipiente barra hacia la parte baja del perfil (Figura 6.39). Las pendientes medidas a lo largo del perfil registraron valores de 0,041 y 0,022 en el intermareal alto y bajo respectivamente.

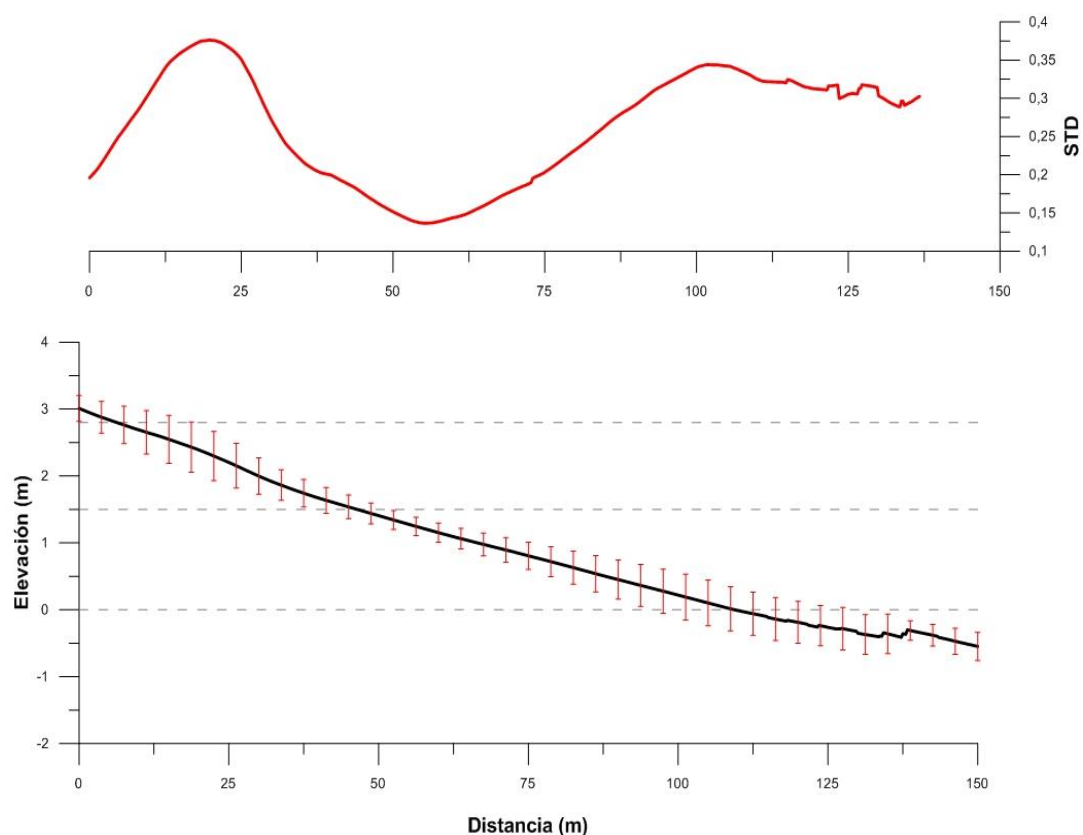


Figura 6.37. Perfil medio de la playa de Camposoto y desviaciones estándar medidas para el periodo 2009 - 2012.

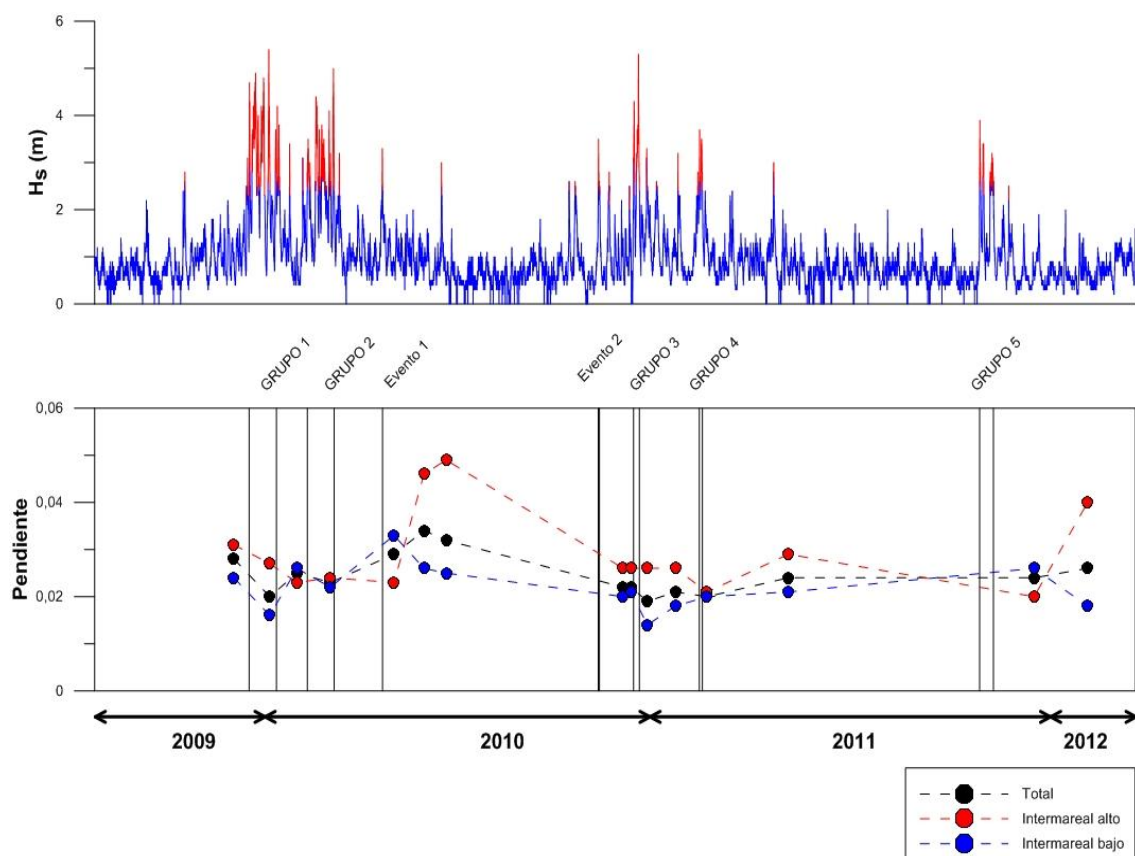
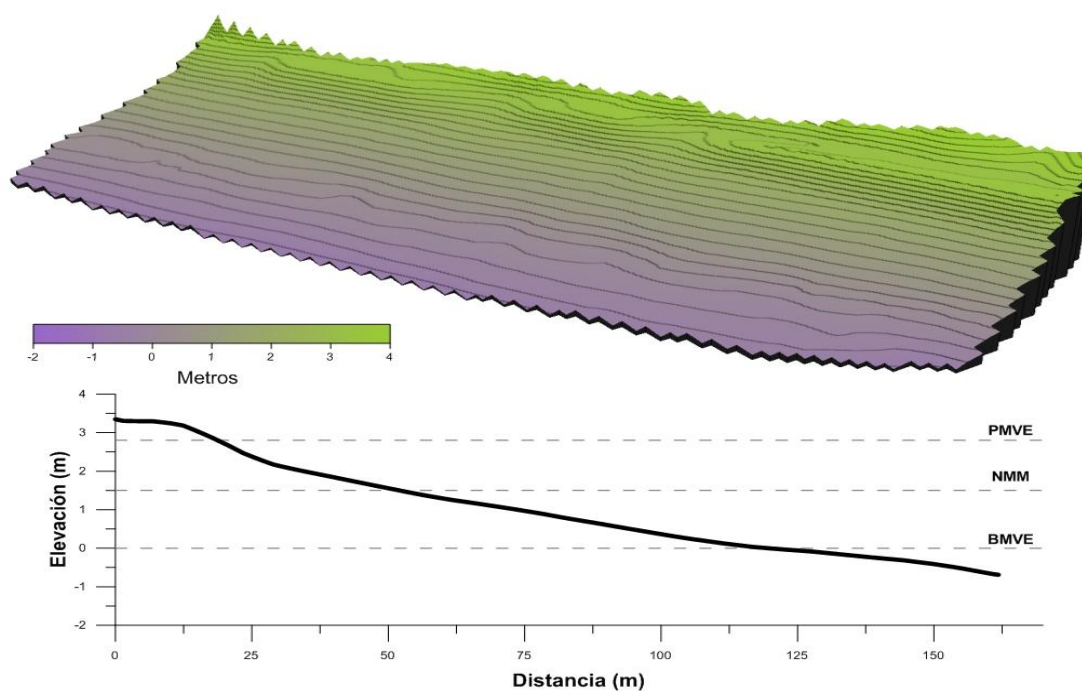


Figura 6.38. Distribución de grupos de temporales y variaciones en los valores de pendiente para el intermareal alto, bajo y total en la playa de Camposoto.

Tabla 6.5. Valores de pendiente para el intermareal alto y bajo de la playa de Camposoto.

FECHA	PENDIENTES		
	Tan β Total	Tan β Intermareal Alto	Tan β Intermareal Bajo
03-12-2009	0,028	0,041	0,022
21-12-2009		0,031	
8-01-2010	0,021	0,025	0,019
02-02-2010	0,032	0,026	0,036
4-03-2010	0,023	0,027	0,021
26-04-2010	0,025	0,022	0,030
15-05-2010	0,029	0,031	0,027
28-05-2010	0,032	0,041	0,027
17-06-2010	0,031	0,043	0,026
30-06-2010	0,032	0,044	0,026
24-08-2010	0,034	0,041	0,030
22-09-2010	0,035	0,043	0,031
23-11-2010	0,024	0,027	0,022
09-12-2010	0,022	0,027	0,020
28-12-2010	0,019	0,023	0,016
11-01-2011	0,019	0,020	0,019
21-01-2011	0,025	0,024	0,025
21-02-2011	0,022	0,022	0,021
19-03-2011	0,023	0,027	0,020
04-05-2011	0,024	0,025	0,024
09-12-2011	0,024	0,020	0,027
10-02-2012	0,029	0,051	0,018

**Figura 6.39.** Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en la playa de Camposoto el 3 de diciembre del 2009.

Tras la intervención del primer grupo de temporales (18 de diciembre de 2009 - 11 de enero de 2010), se observó un basculamiento erosivo con dos puntos de pivote ubicados al nivel medio del mar y por arriba del nivel de bajamar (Figura 6.40). Entre estos puntos se dio el movimiento de sedimentos desde la playa seca e intermareal alto hacia el intermareal bajo (Figura 6.40). Los valores de pendiente presentaron comportamientos diferentes observándose una disminución significativa en el intermareal alto (pasando de 0,040 a 0,026) y un aumento notorio en el intermareal bajo (pasando de 0,022 a 0,036). En la playa de Camposoto la erosión de la playa seca se produjo en dos episodios: durante un primer episodio, asociado a la intervención del temporal T120 (Anexo 5.1), la cota de inundación alcanzó valores de hasta 3,9 m ($R_{2\max} = 0,43$ m) y se produjo un retroceso homogéneo a lo largo de la playa seca, el intermareal alto y parte del intermareal bajo. Durante el segundo episodio, asociado a la intervención de los temporales T121 – T123 (Anexo 5.1), se produjo un basculamiento erosivo del perfil estando el punto de pivote ubicado al nivel de bajamar; la cota de inundación máxima alcanzó los 4,22 m (con un $R_{2\max} = 0,43$).

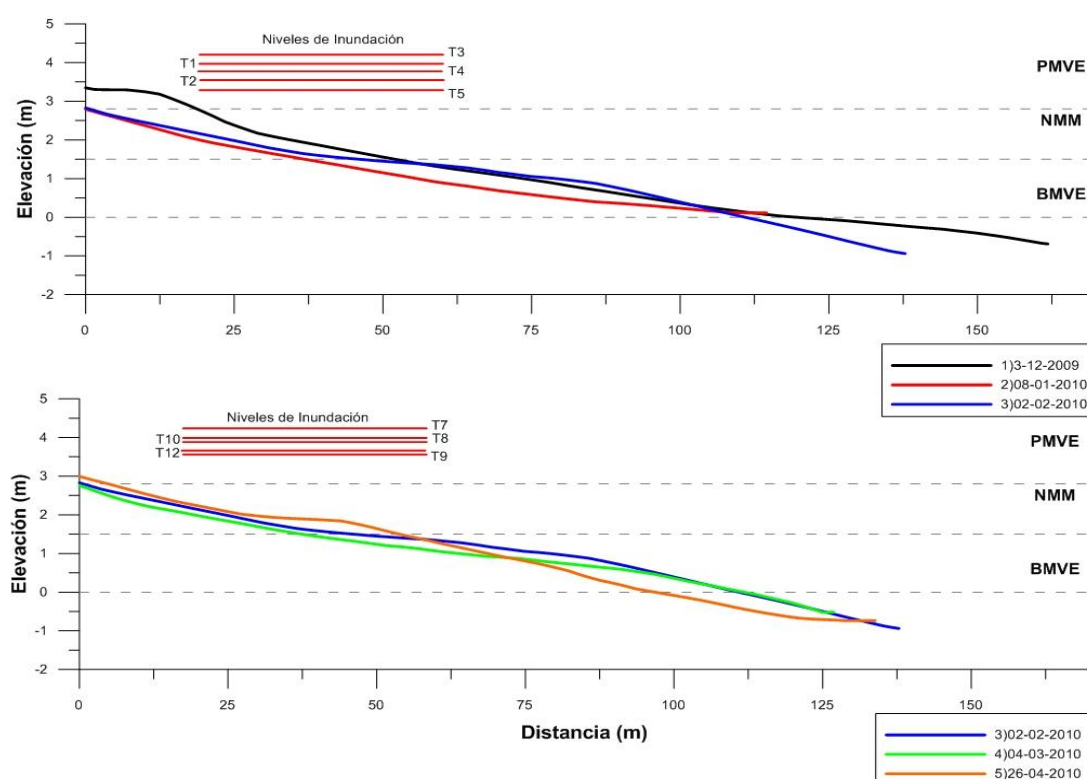


Figura 6.40. Variaciones morfológicas en la playa de Camposoto entre el 3 de diciembre del 2009 y el 26 de abril del 2010.

Para el 2 de febrero del año 2010, la playa seca había perdido la berma y se observó erosión significativa a lo largo del intermareal alto. Una parte muy pequeña del sedimento se depositó por debajo del nivel medio del mar a lo largo del intermareal bajo (Figura 6.40) y se observó erosión del perfil por debajo del nivel de bajamar (Figura 6.40).

Tras el segundo grupo de temporales (8 de febrero - 3 de marzo de 2010) se dio un retroceso paralelo del perfil. Durante este grupo de temporales la cota de inundación máxima registró un valor de 4,30 m con un $R_{2\max}$ de 0,44 m. Al final de este segundo grupo de temporales las pendientes registraron valores de 0,027 y 0,021 para el intermareal alto y bajo respectivamente.

Durante el evento individual de categoría débil que se presentó el 16 de abril del 2010, la cota de inundación registró un valor máximo de 3,6 m (con un $R_{2\max}$ = 0,43 m). Este temporal produjo el basculamiento constructivo del perfil (Figura 6.40 – 6.41), estando el punto de pivote ubicado por debajo del nivel medio del mar. Las pendientes se comportaron de forma diferente disminuyendo en el intermareal alto (0,022) y aumentando en el bajo (0,030).

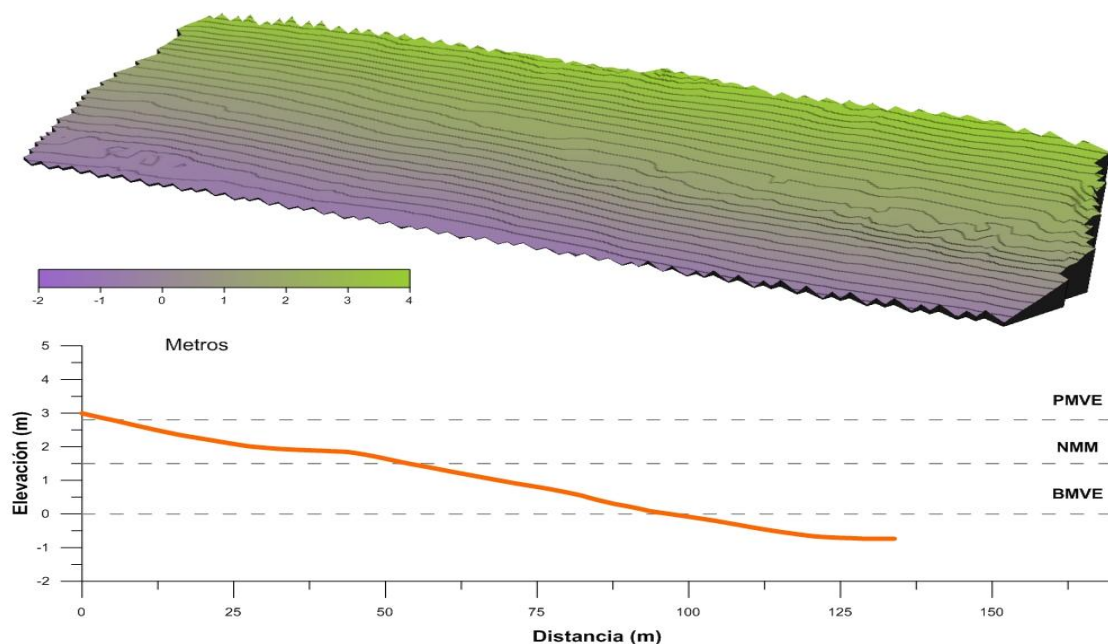


Figura 6.41. Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en la playa de Camposoto en abril del año 2010.

Para el verano del año 2010 y tras una obra de regeneración, la playa de Camposoto experimentó un basculamiento constructivo con el punto de pivote ubicado por encima del nivel medio del mar (Figura 6.42). La regeneración de 187.000 m³ de arena al final del verano permitió la reconstrucción de una berma con sedimentos procedentes del intermareal bajo. Las pendientes después del verano (levantamiento efectuado el 22 de septiembre) aumentaron alcanzando valores de 0,043 y 0,031 para el intermareal alto y bajo respectivamente.

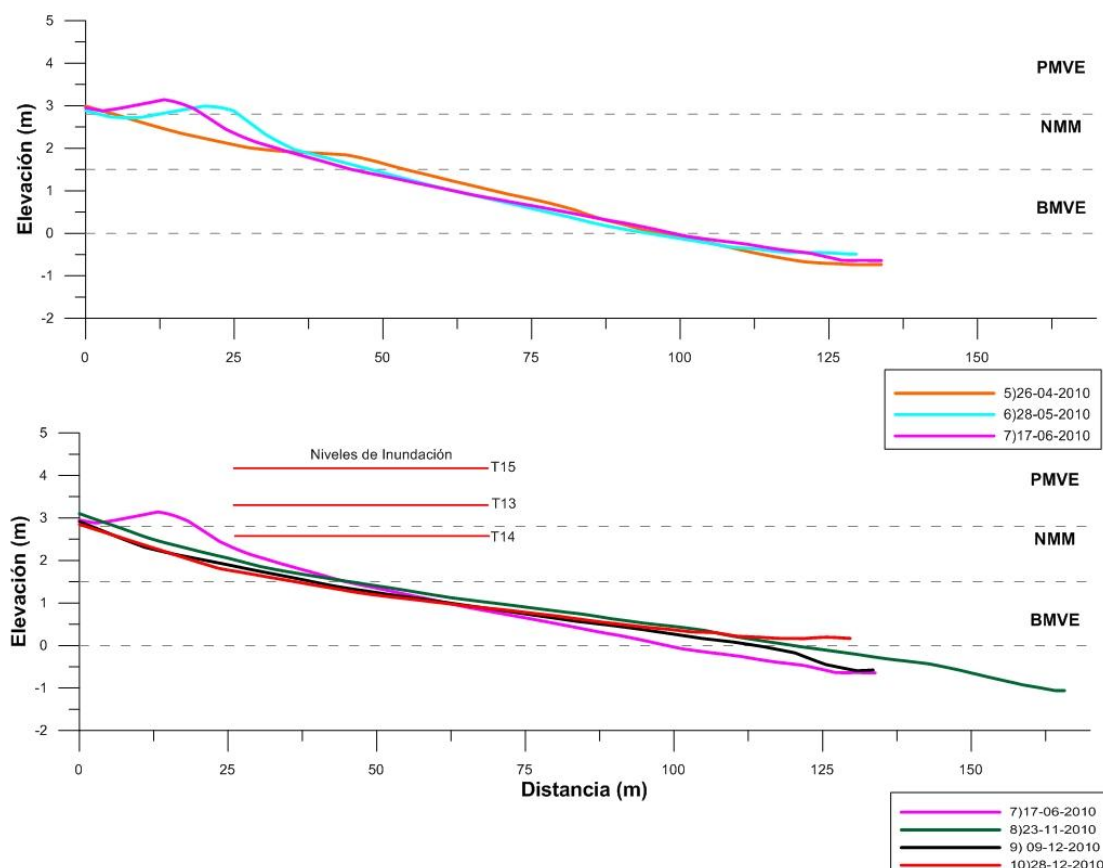


Figura 6.42. Variaciones morfológicas en la playa de Camposoto entre el 26 de abril del 2010 y el 28 de diciembre del mismo año.

El evento individual de categoría débil acontecido el 30 de octubre del 2010 produjo el basculamiento erosivo del perfil de playa. Durante este evento la cota de inundación registró un valor máximo de 3,3 m con un R_{2max} de 0,40 m. Durante este temporal el sedimento depositado en la playa seca e intermareal alto fue transportado al intermareal bajo y a la zona sumergida registrándose un pivoteo alrededor del nivel medio del mar (Figura 6.42). Tras el impacto de este temporal, los valores de pendiente disminuyeron notoriamente observándose valores de 0,027 en el intermareal alto y 0,022 en el intermareal bajo.

El grupo de dos temporales (T133 - T134) ocurrido entre el 18 y 21 de diciembre del año 2010, trajo consigo un retroceso paralelo a lo largo del perfil (Figura 6.42 - 6.43). Bajo la acción de estos dos temporales la cota de inundación alcanzó los 4,2 m registrando un valor máximo de $R_{2\max}$ de 0,56 m. Este grupo de temporales produjo la disminución de las pendientes que registraron valores de 0,023 en el intermareal alto y 0,016 en el intermareal bajo.

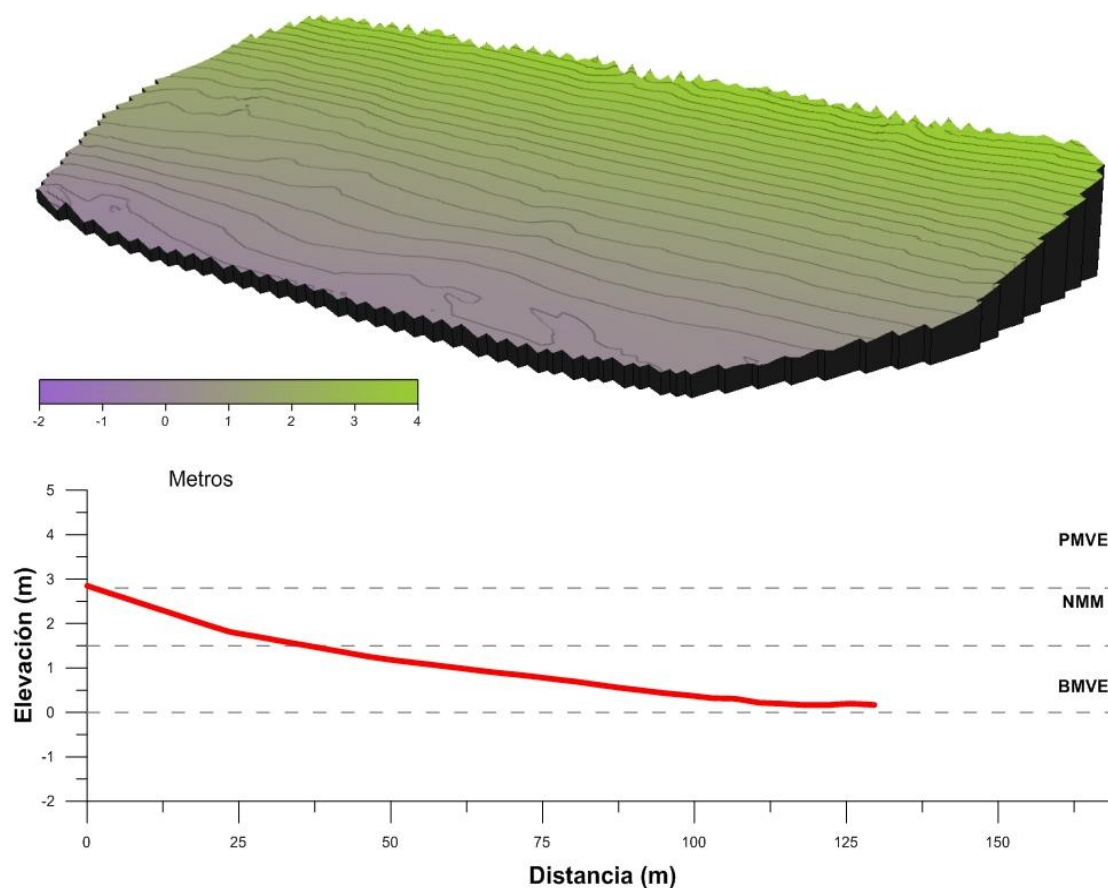


Figura 6.43. Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en la playa de Camposoto en diciembre del año 2010.

Para el 21 de febrero del año 2011 y tras el impacto de un grupo de dos temporales (T135-T136), la playa de Camposoto registró un crecimiento paralelo a lo largo de todo el perfil (Figura 6.44). Durante este grupo de temporales la sumatoria del *run-up*, descenso barométrico y apilamiento por viento (denominada TSL) alcanzó valores de 45 cm (por problemas con el mareógrafo no se cuenta con el dato de la marea meteorológica). La pendiente del intermareal alto registró un valor de 0,022 mientras que la pendiente del intermareal bajo registró un valor de 0,021.

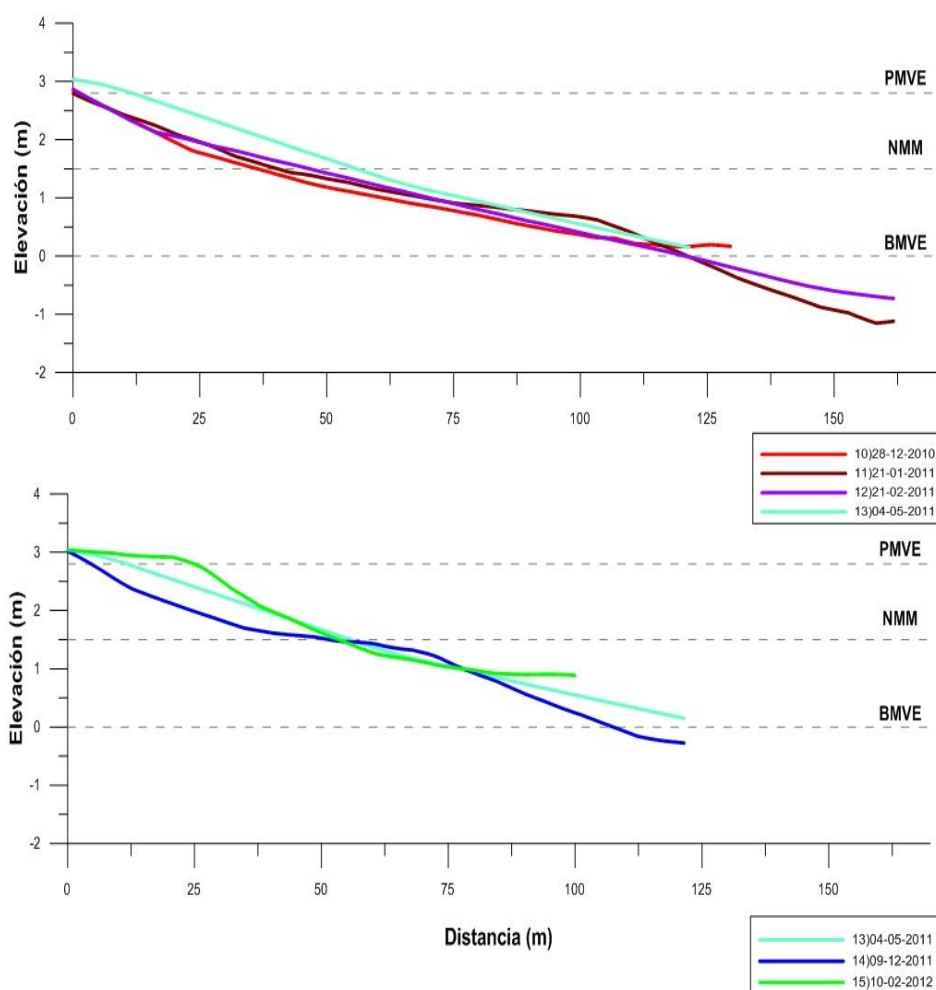


Figura 6.44. Variaciones morfológicas en la playa de Camposoto entre el 28 de diciembre del 2010 y el 10 de febrero del 2012.

Para el verano del año 2011, la playa de Camposoto experimentó un crecimiento, gracias a las condiciones de buen tiempo, que permitió la formación de una barra por debajo del nivel medio del mar (Figuras 6.44 - 6.45). Después del verano, los valores de pendiente mostraron un aumento tanto en el intermareal alto (0,025) como en el bajo (0,024).

Para el 9 de diciembre del año 2011, la playa de Camposoto había experimentado un basculamiento erosivo doble con pivoteo a la altura del nivel medio y por encima del nivel de bajamar (Figuras 6.44 – 6.46). Este basculamiento produjo la erosión del intermareal alto, la formación de una pequeña barra por debajo del nivel medio del mar y la erosión de gran parte del intermareal bajo (Figuras 6.44 - 6.46). El perfil de playa correspondiente a esta fecha mostró una disminución de pendiente en el intermareal alto (0,020) y un aumento (0,027) en el intermareal bajo.

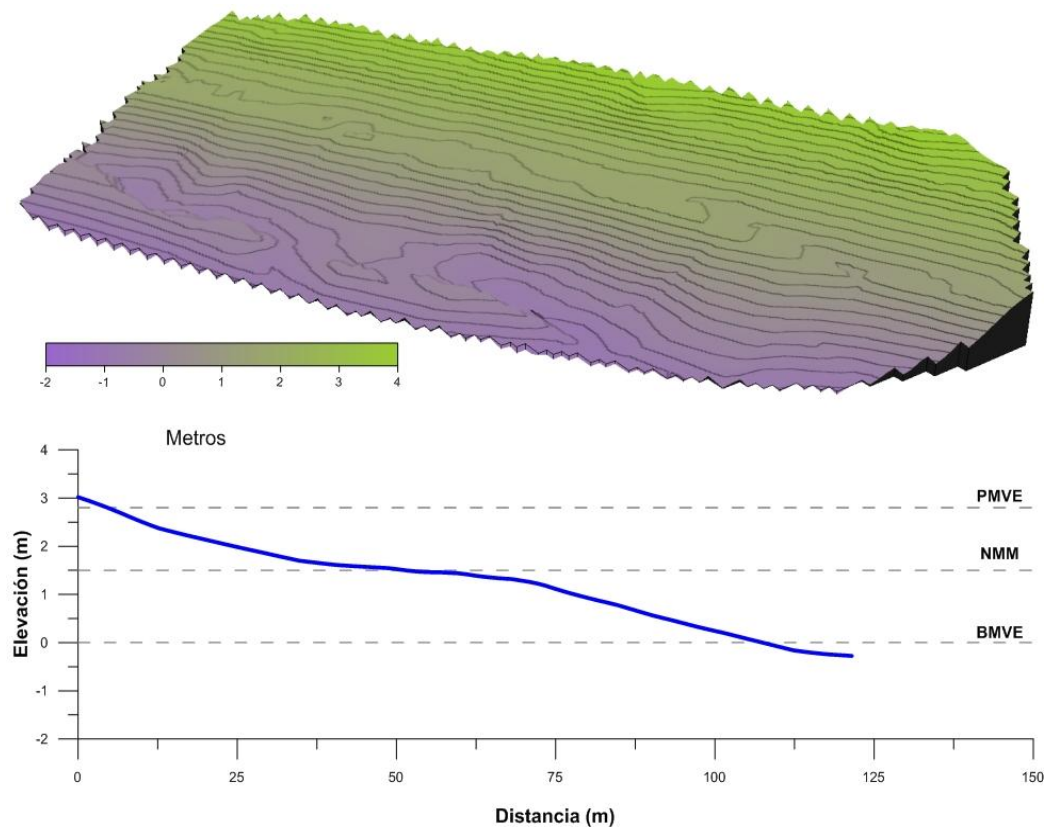


Figura 6.45. Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en la playa de Camposoto en diciembre del año 2011.

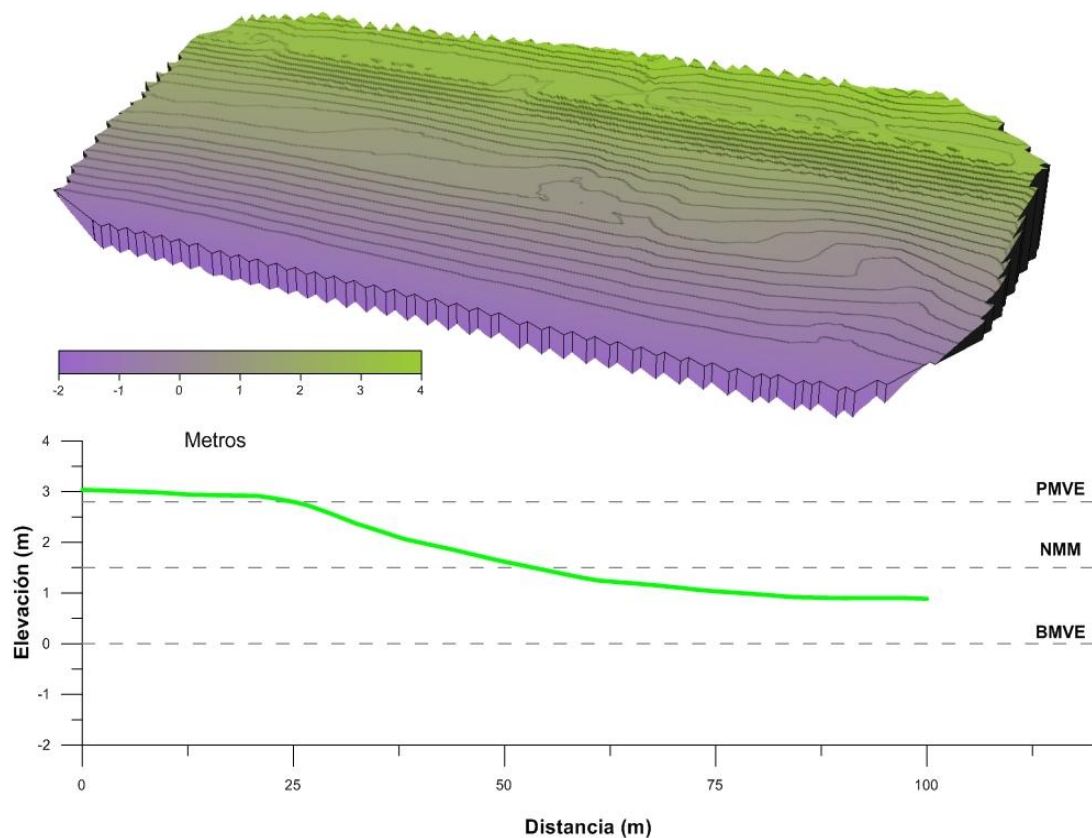


Figura 6.46. Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en la playa de Camposoto en febrero del año 2012.

Tras las buenas condiciones de oleaje imperantes durante los meses de enero y febrero de 2012, se pudo observar acumulación en el intermareal alto y en parte de la playa seca. Al mismo tiempo se presentó erosión en el intermareal bajo producto de un basculamiento erosivo con pivoteo al nivel medio del mar (Figura 6.44 – 6.46). Los valores de pendiente correspondientes al intermareal alto aumentaron pasando de 0,020 a 0,051, mientras que los valores de pendiente en el intermareal bajo decrecieron pasando de 0,027 a 0,018.

De manera general se pudo observar que en el sector de playa estudiado en Camposoto, el perfil de playa estuvo muy cerca de alcanzar la recuperación tras los 27 meses estudiados (Figura 6.47). Se destacan los siguientes cambios a lo largo del perfil durante el periodo de estudio:

- Erosión de la berma, asociada al impacto del primer grupo de temporales.
- Leve acumulación de sedimentos entre el nivel de pleamar y la parte media del intermareal alto.
- Aparente estabilidad de la zona ubicada por debajo del nivel de bajamar.

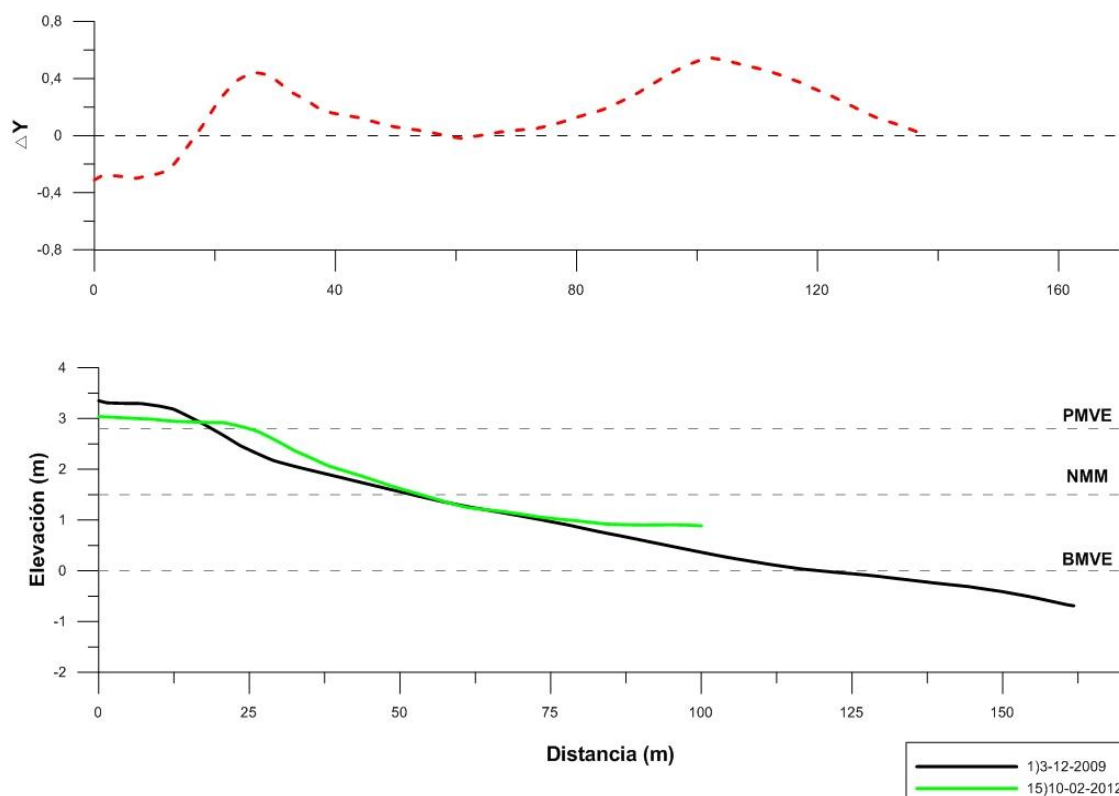


Figura 6.47. Cambios generales observados en la playa de Camposoto durante el periodo 2009-2012.

En lo que respecta a los valores de pendiente de playa, el intermareal alto se recuperó registrando en el último levantamiento un valor superior al medido en el primer levantamiento (0,051). Al mismo tiempo, la pendiente del intermareal bajo disminuyó registrando un valor de 0,018 -al iniciar las campañas de medición la pendiente era de 0,022.

6.3.2.2.2 Cambios en las variables morfológicas calculadas

En la tabla 6.6 se presentan los valores medios de las variaciones volumétricas, con el fin único de dar una idea de la magnitud de los cambios que sufrió la playa de Camposoto durante el periodo de tiempo estudiado.

Para el primer levantamiento realizado el 3 de diciembre del año 2009, la playa de Camposoto presentaba un perfil que en su totalidad registraba un volumen de $175 \text{ m}^3/\text{m}$, repartido en $58 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca, $69 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto y $48 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal bajo (Volumen total 3D: 74.849).

Tras el primer grupo de 5 temporales (T120-T124), el basculamiento erosivo ocasionó la pérdida de 12 y $10 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimento en la playa seca e intermareal alto, respectivamente (en su totalidad el perfil perdió $21 \text{ m}^3/\text{m}$ – Cambio volumen 3D: -9.375 m^3). La erosión registrada a lo largo de la playa se produjo en tres episodios:

- Episodio 1: asociado a los temporales T120 y T121 que ocasionaron pérdidas de $6 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimento en la playa seca e intermareal alto.
- Episodio 2: ligado a la intervención de los temporales T122 y T123 del 28 de diciembre del 2009 y 4 de enero del 2010 que causaron la erosión, mediante un retroceso paralelo de 8 y $10 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca e intermareal alto.
- Episodio 3: ligado al temporal T124. Se observó la recuperación de 3 y $7 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca e intermareal alto.

Tabla 6.6. Cambios volumétricos calculados en la playa de Camposoto durante el periodo 2009 -2012.

FECHA	VOLUMEN				Volumen 3D (m ³)
	Playa seca (m ³ /m)	Intermareal alto (m ³ /m)	Intermareal bajo (m ³ /m)	Total (m ³ /m)	
3-12-2009	58	69	48	175	74.849
8-01-2010	44	53		97	60.016
02-02-2010	46	60	47	153	65.474
4-03-2010	43	54	39	136	55.574
26-04-2010	48	65	28	141	64.380
28-05-2010	53	70	20	143	62.728
17-06-2010	17	104	25	145	64.805
23-11-2010	49	59	47	155	64.748
09-12-2010	45	54	37	136	56.941
28-12-2010	44	53	41	138	
21-01-2011	46	56	53	154	64.659
21-02-2011	45	58	47	150	63.568
04-05-2011	53	70	57	180	72.007
09-12-2011	48	59	44	151	56.941
10-02-2012	57	75	64	195	82.126

Los cambios verticales fueron significativos registrándose variaciones de 77 cm en la playa seca, 67 cm en el intermareal alto y hasta 1 m en el intermareal bajo (Figura 48). Al mismo tiempo, el movimiento de la línea de costa registró un retroceso cercano a los 8 m al nivel de pleamar y a los 5 m al nivel medio del mar.

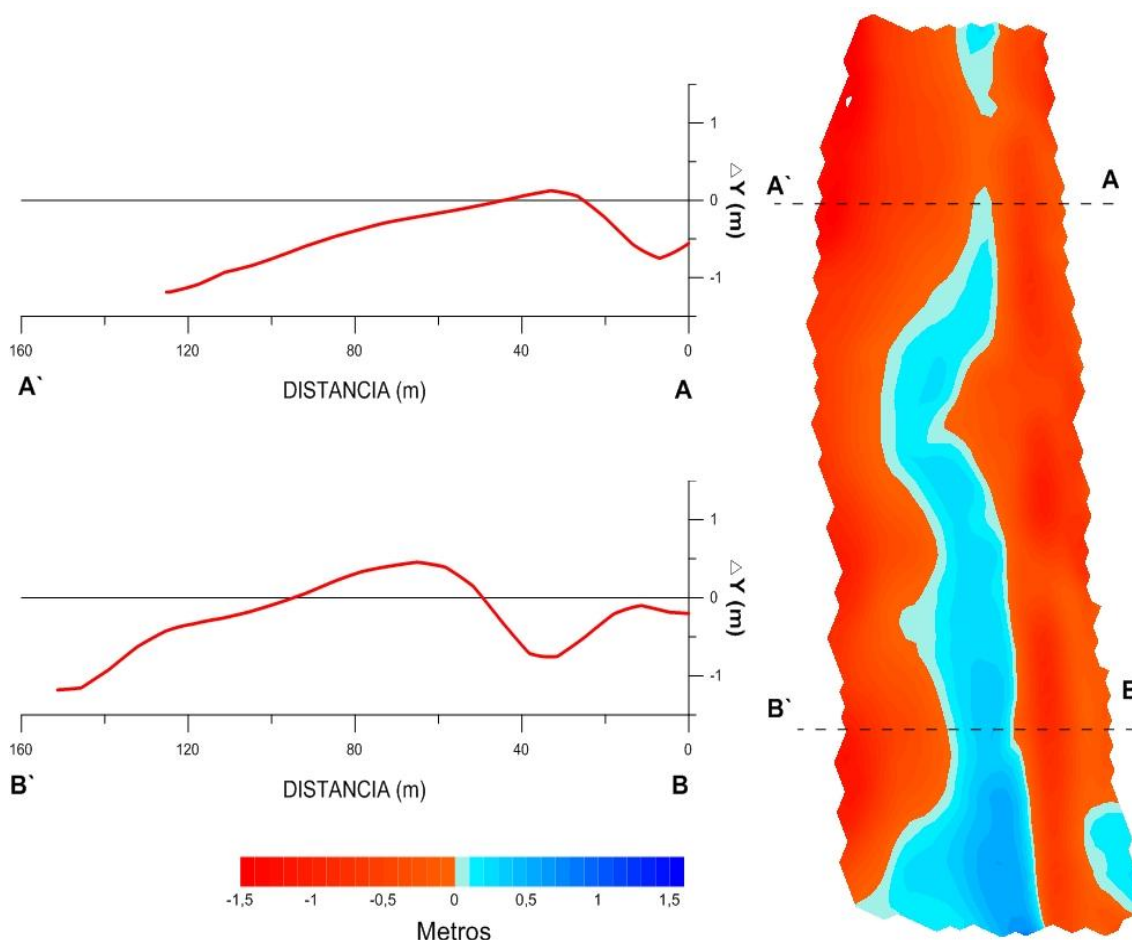


Figura 6.48. Cambios verticales en la playa de Camposoto asociados al primer grupo de temporales acontecido entre el 18 de diciembre de 2009 y el 11 de enero de 2010.

Después del segundo grupo de temporales (entre el 8 de febrero y el 3 de marzo de 2010), se dio una pérdida de sedimento de $4 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca, $5 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto y $8 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal bajo (total $-17 \text{ m}^3/\text{m}$ - Cambio volumen 3D: -9.900 m^3). En lo concerniente a los cambios morfológicos verticales, estos registraron descensos de 18, 21 y 28 cm en la playa seca, intermareal bajo y alto respectivamente (Figura 6.49). De igual forma el movimiento de la línea de costa registró retrocesos de hasta 10 m observados al nivel de pleamar.

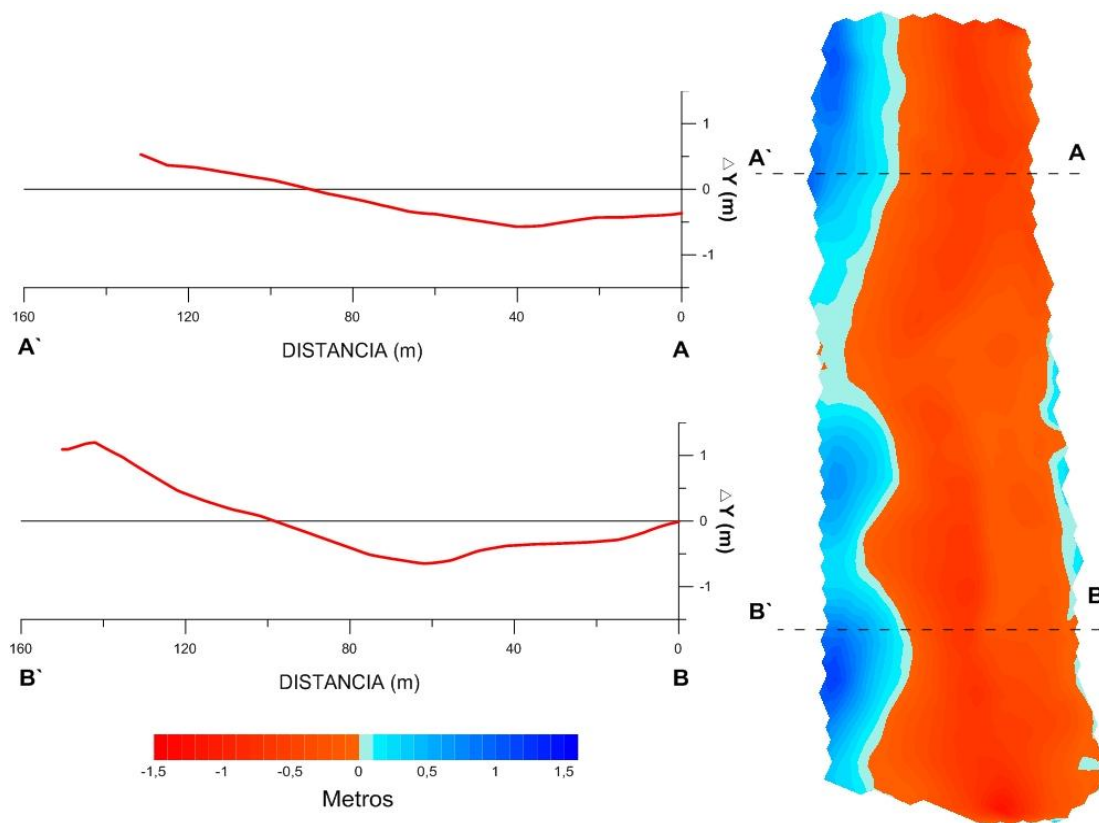


Figura 6.49. Cambios verticales en la playa de Camposoto asociados al segundo grupo de temporales acontecido entre el 8 de febrero de 2009 y el 3 de marzo de 2010.

El evento débil del 16 de abril del 2010 y el basculamiento constructivo asociado, produjo la acumulación de 5 y 11 m^3/m en la playa seca e intermareal alto así como la erosión de 12 m^3/m en el intermareal alto (ganancia total del perfil 4 m^3/m - Cambio volumen 3D: 8.806 m^3). Los cambios verticales fueron altos registrando descensos de 46 cm en la playa seca y en el intermareal bajo y aumentos de 27 cm en el intermareal alto (Figura 6.50). El nivel de pleamar y el nivel medio del mar registraron avances de 6 y 14 m respectivamente mientras que el nivel de bajamar retrocedió 9 m.

Las obras de regeneración efectuadas durante el verano del año 2010 permitieron que hasta los primeros días de octubre se observara una berma bien desarrollada cuyo volumen aproximado era de 40 m^3/m . Así mismo, y gracias a la regeneración realizada y las condiciones de buen tiempo imperantes, se registró una recuperación de 64 cm en la playa seca y el intermareal alto (Figura 6.51). Los desplazamientos de la línea de costa alcanzaron valores de +9 m en la zona de pleamar y de +4 m al nivel de bajamar.

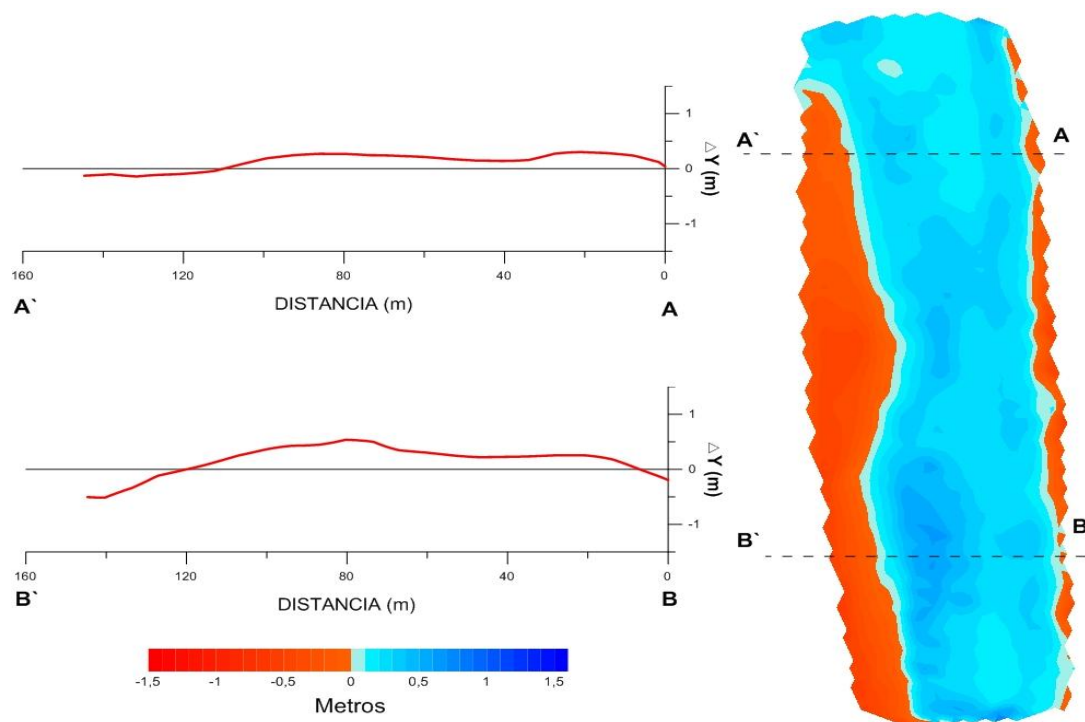


Figura 6.50. Cambios verticales en la playa de Camposoto asociados al temporal de categoría débil acontecido el 16 de abril del año 2010.

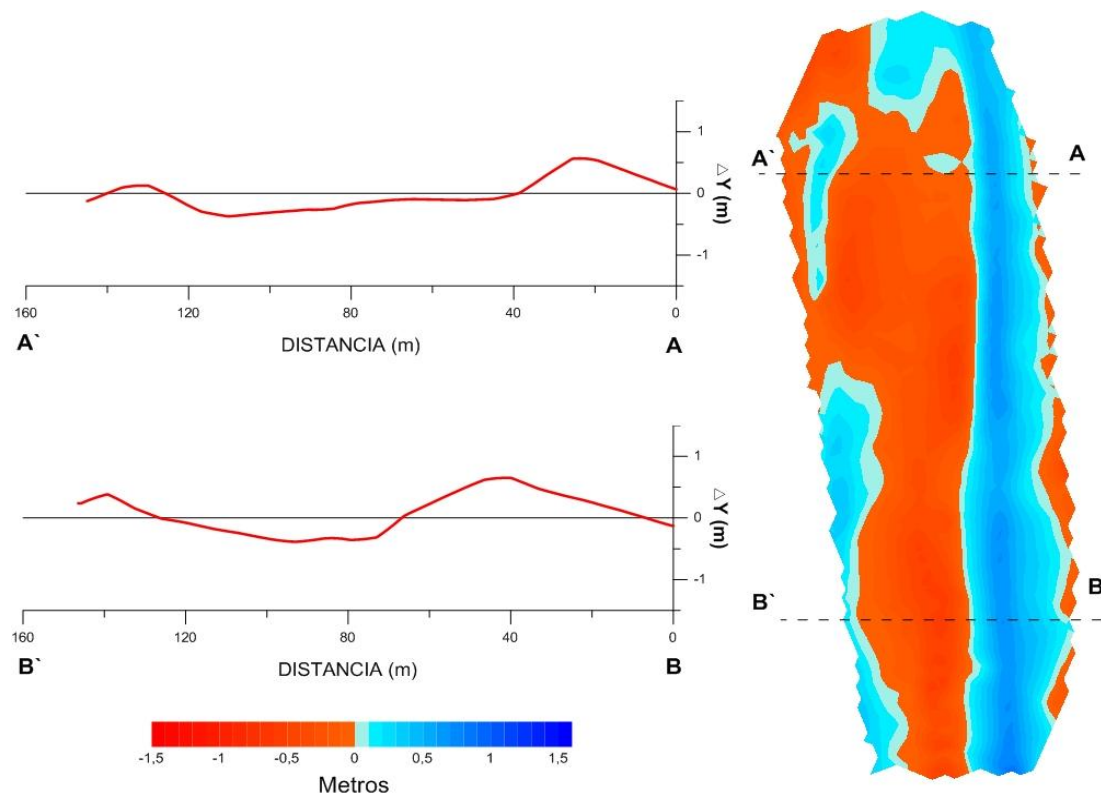


Figura 6.51. Cambios verticales en la playa de Camposoto ocurridos durante el verano del año 2010.

Para mediados de noviembre y posterior al temporal de categoría débil del 30 de octubre del 2010, a lo largo del perfil de la playa de Camposoto, se observó la erosión de $26 \text{ m}^3/\text{m}$ por encima del nivel del mar ($-10 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca y $-16 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto) y la acumulación de $35 \text{ m}^3/\text{m}$ por debajo de este. En las áreas donde se presentó erosión, los cambios verticales registraron descensos de 66 (playa seca) y 67 cm (intermareal bajo), mientras que en el intermareal bajo el ascenso vertical alcanzó los 79 cm (Figura 6.52). El movimiento de la línea de costa registró retrocesos de 14 y 6 m en correspondencia de los niveles de pleamar y medio, mientras que al nivel de bajamar se dio un avance de 15 m.

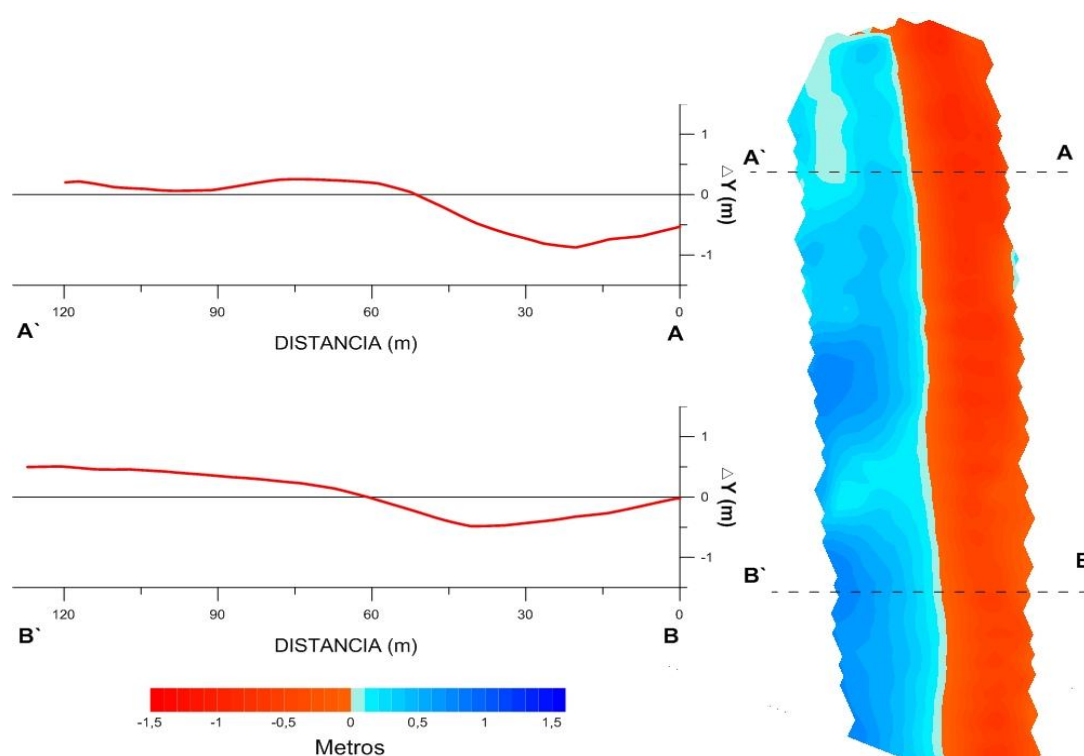


Figura 6.52. Cambios verticales en la playa de Camposoto asociados al temporal de categoría débil acontecido el 30 de octubre del año 2010.

Los dos temporales que afectaron la playa de Camposoto entre el 18 y 21 de diciembre del año 2010, provocaron el retroceso paralelo del perfil y, con esto, la pérdida de $5 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca, de $6 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal bajo y de $6 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto (pérdida total de sedimento: $17 \text{ m}^3/\text{m}$). La variación en la vertical osciló entre los 11 y 25 cm a lo largo del perfil, siendo las zonas más afectadas la playa seca y el intermareal alto (descensos de 25 y 27 cm respectivamente – Figura 6.53). En lo que concierne al retroceso de la línea de costa, este alcanzó su máximo al nivel medio del mar donde registró valores de -7 m.

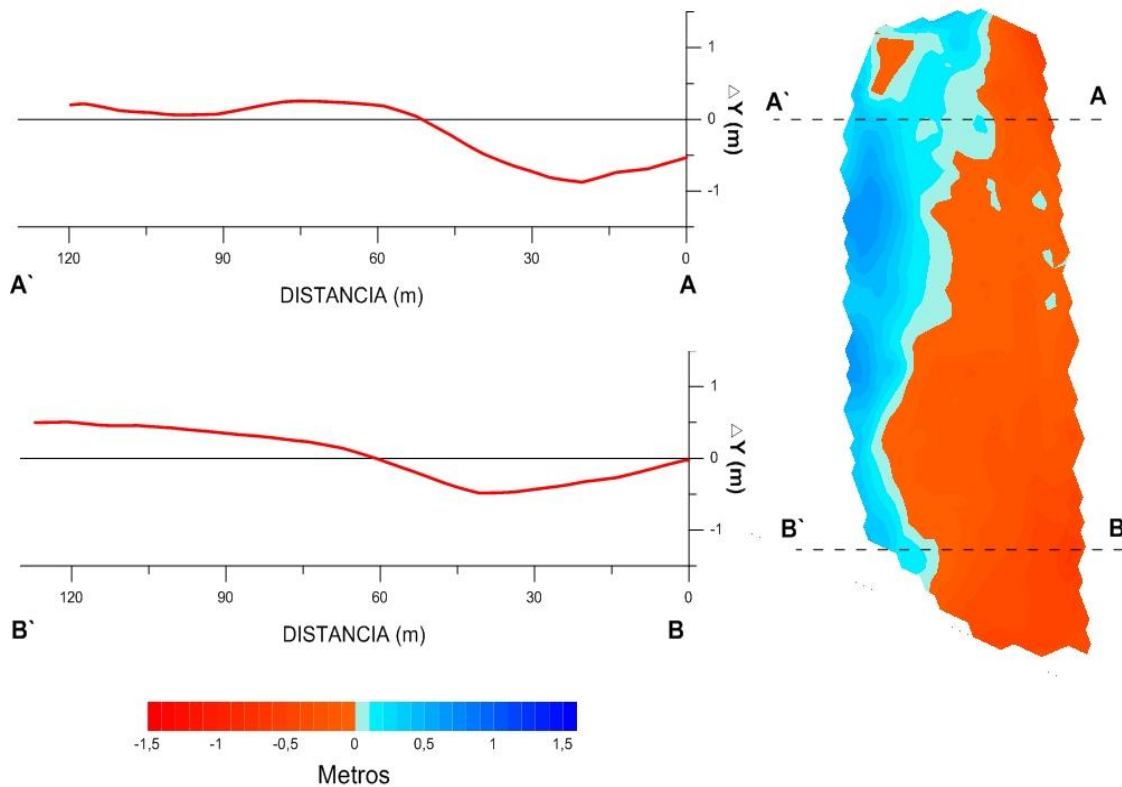


Figura 6.53. Cambios verticales en la playa de Camposoto asociados al tercer grupo de temporales acontecido entre el 18 y el 21 de diciembre de 2010.

El impacto del cuarto grupo de temporales (T135-T136) trajo consigo la erosión de 1 y 6 m^3/m en la playa seca y el intermareal bajo respectivamente, así como la acumulación de 3 m^3/m en el intermareal alto (pérdida total de sedimento: 4 m^3/m - Cambio volumen 3D: -1.091 m^3). Los cambios en la vertical registraron descensos de hasta 52 cm en la playa seca, 87 cm en el intermareal alto y 26 cm en el intermareal bajo (Figura 6.54). En cuanto a los desplazamientos de la línea de costa estos fueron de 1,5 m sobre el nivel de pleamar y cerca de 9 m al nivel de bajamar.

En la playa de Camposoto, tras el verano de 2011, se dio acumulación a lo largo de todo el perfil con valores de 9 m^3/m en la playa seca, 11 m^3/m en el intermareal alto y 10 m^3/m en el intermareal bajo (acumulación total en el perfil: 30 m^3/m). En la vertical se dieron aumentos de hasta 50 y 21 cm en el intermareal alto y bajo respectivamente, y descensos de hasta 23 cm en la playa seca (Figura 6.55). Durante ese verano las condiciones de buen tiempo permitieron el avance de la zona de bajamar y nivel medio del mar en el orden de 9 y 5 m respectivamente.

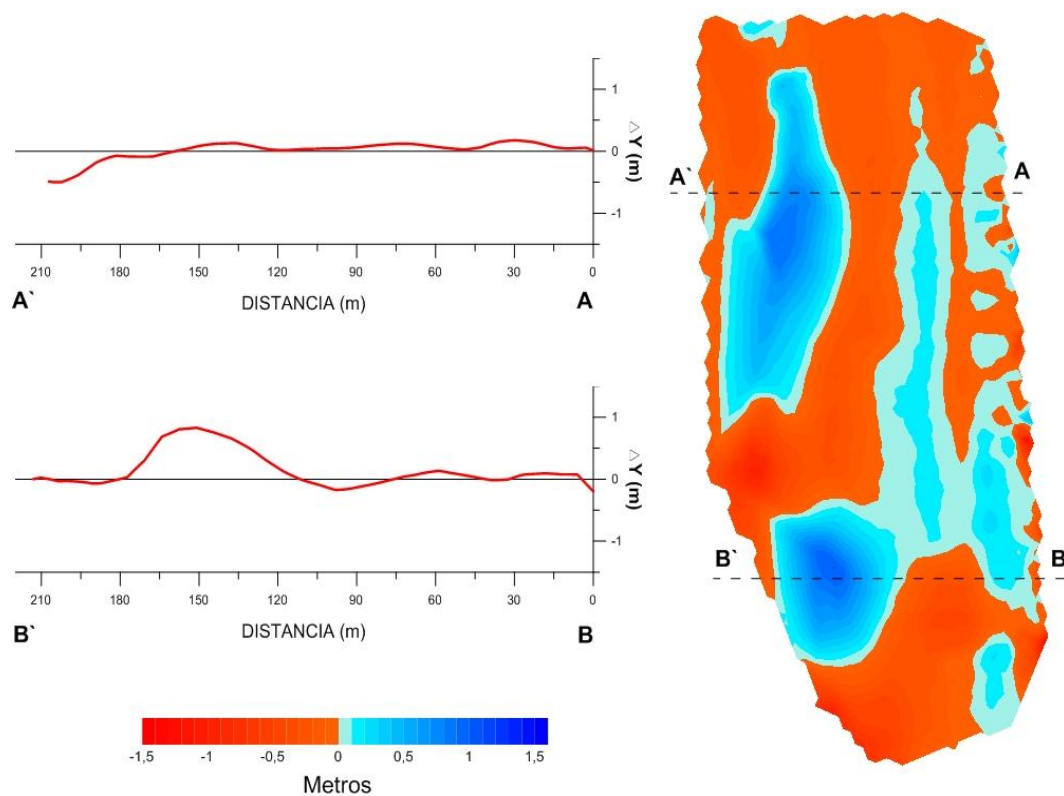


Figura 6.54. Cambios verticales en la playa de Camposoto asociados al cuarto grupo de temporales acontecido los días 15 y 16 de febrero del año 2011.

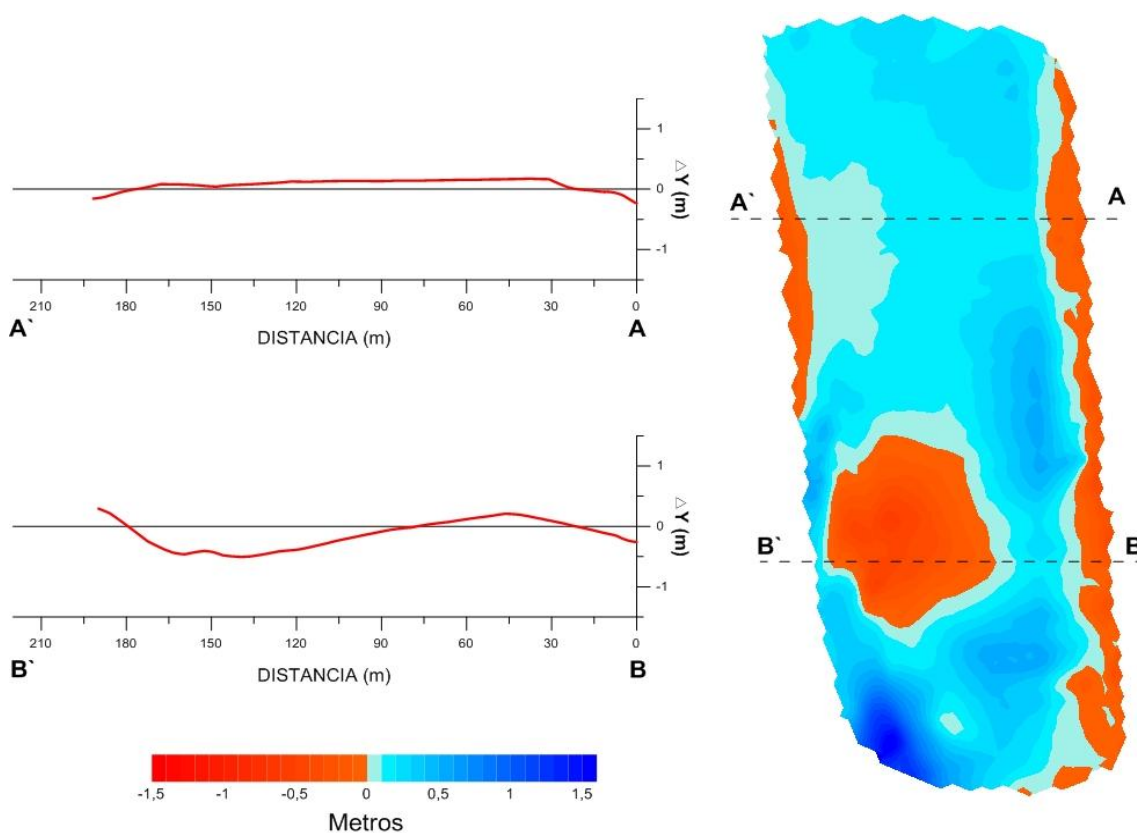


Figura 6.55. Cambios verticales en la playa de Camposoto ocurridos durante el verano del año 2011.

Los tres temporales acontecidos durante el otoño del año 2011 produjeron la erosión de $6 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca, $11 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto y $13 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal bajo (erosión total de $29 \text{ m}^3/\text{m}$ - Cambio volumen 3D: -15.066 m^3). Las variaciones en la vertical fueron significativas encontrándose un descenso de 41 cm en la playa seca y de hasta 47 cm por debajo del nivel medio del mar (Figura 6.56). El movimiento de la línea de costa trajo consigo el avance de 2 m al nivel medio del mar y el retroceso de 1 y 12 m de los niveles de pleamar y bajamar, respectivamente.

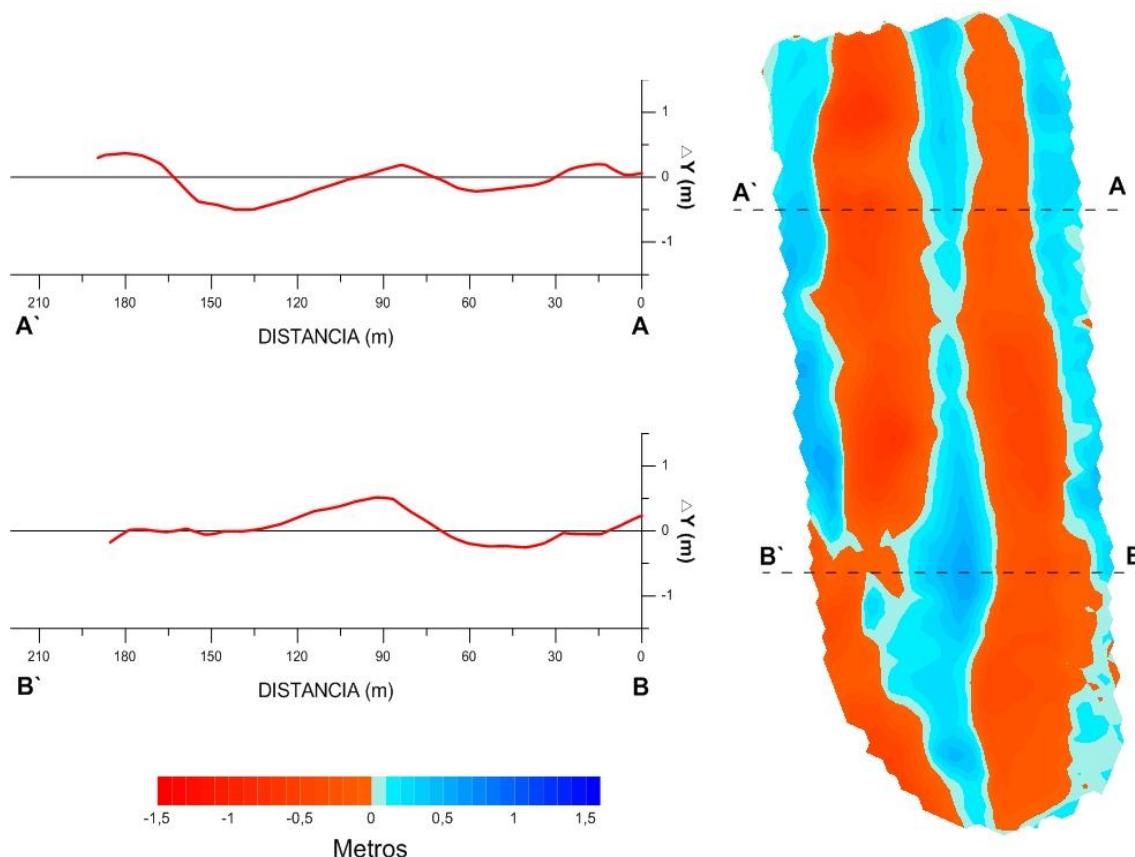


Figura 6.56. Cambios verticales en la playa de Camposoto asociados al quinto grupo de temporales acontecido entre el 24 de octubre y el 2 de noviembre de 2011.

El buen tiempo imperante durante enero y febrero del año 2012 permitió la acumulación de $44 \text{ m}^3/\text{m}$ a lo largo de todo el perfil, esta acumulación estuvo repartida de la siguiente manera: $9 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca, $15 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto y $20 \text{ m}^3/\text{m}$ por debajo del nivel medio del mar. Las variaciones en la vertical alcanzaron +76 cm en la playa seca, +80 cm en el intermareal alto y +70 cm por debajo del nivel del medio del mar. El movimiento de la línea de costa registró un avance de 2 m al nivel de pleamar y de 18 m al nivel de bajamar.

Las variables medidas en los perfiles de Camposoto confirman la recuperación de esta playa a lo largo de toda su zona intermareal durante el periodo de estudio (intermareal alto: ΔVol : $6 \text{ m}^3/\text{m}$ – ΔY : 41 cm; intermareal bajo ΔVol : $16 \text{ m}^3/\text{m}$ – ΔY : 52 cm - Cambio volumen 3D: 7.277 m^3). Contrariamente, la playa seca no se recuperó en su totalidad y registró una pérdida de volumen de $2 \text{ m}^3/\text{m}$ y un descenso en la vertical de 63 cm (Figura 6.57).

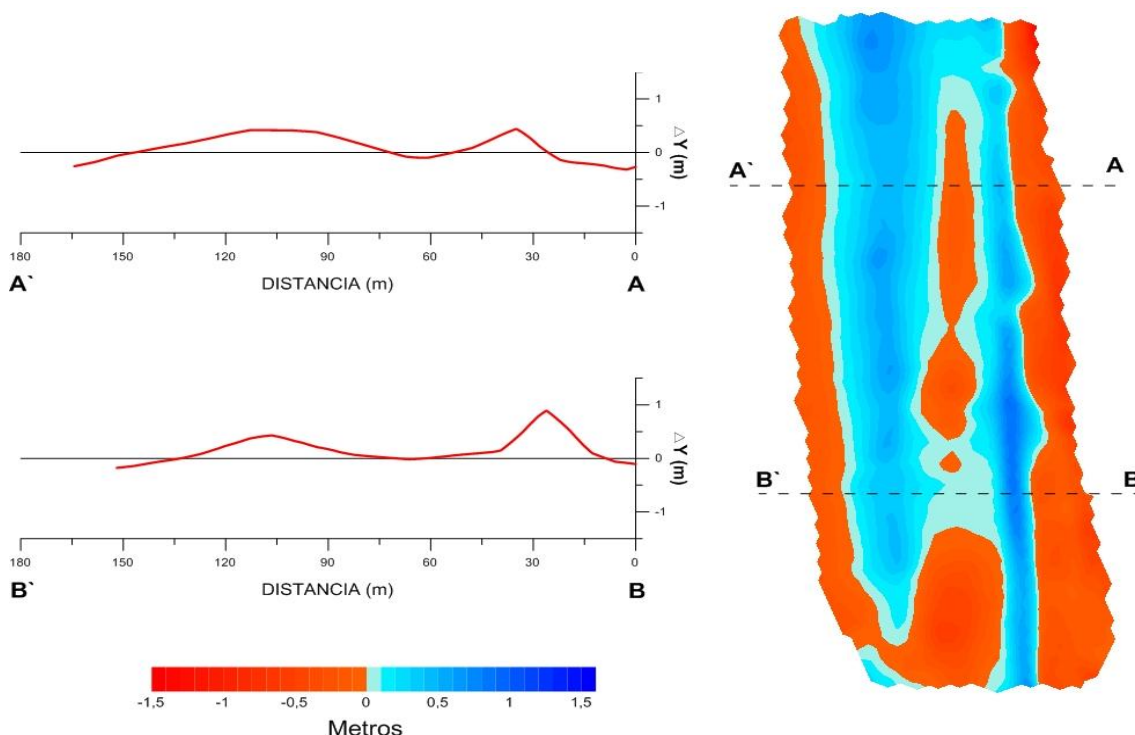


Figura 6.57. Cambios verticales observados en la playa de Camposoto a lo largo del periodo comprendido entre agosto 2009 y febrero 2012.

6.3.2.3 Playa de La Cortadura

La playa de La Cortadura se encuentra ubicada en el casco urbano de la ciudad de Cádiz, en la parte sur de la Bahía y comprende un set de dos playas, una playa urbana ubicada al norte y otra de tipo seminatural ubicada al sur. El sector estudiado de playa urbana tiene una longitud de 250 m y está limitado en su parte trasera por un muro de concreto que lo separa de una zona totalmente antropizada. El sector estudiado de playa seminatural tiene una longitud de 350 m y está limitado en su zona trasera por algunas construcciones y una serie de dunas no vegetadas estabilizadas por cercas. Los dos sectores estudiados están separados por el fuerte de La Cortadura, construido durante el siglo XIX. La playa de La Cortadura está formada por arenas finas ($D_{50} = 2,3$

phi, Selección = 0,55, Asimetría = -0,1 Kurtosis = 1,42) de origen litogénico y ricas en cuarzo.

6.3.2.3.1 Cambios morfológicos generales

Los perfiles medios de las playas urbanas y seminaturales de La Cortadura presentan visualmente un estado morfodinámico muy cercano al estado “ultra-disipativo”, según la clasificación propuesta por Wright y Short (1984).

Como se observa en la figura 6.58 la variabilidad del perfil en ambas playas es muy diferente. En la playa urbana la variabilidad del perfil es relativamente baja encontrándose los valores más altos de la desviación estándar en la zona intermareal (tanto en el intermareal bajo como en el alto). Contrariamente, en la playa seminatural, la mayor variabilidad se encuentra en la playa seca y el intermareal alto, en ambas zonas la desviación estándar alcanza valores de hasta 0,28 m. Por debajo del nivel medio del mar el perfil de la playa seminatural sufrió muy pocos cambios.

En cuanto a los valores de pendiente medidos en ambos sectores de La Cortadura se observó que estos fueron muy similares. En ambas playas la zona del intermareal alto siempre presentó mayor pendiente con respecto a la zona del intermareal bajo. En la tabla 6.7 y la figura 6.59 se muestran los valores medios observados a lo largo del periodo estudiado en las playas urbana y seminatural de La Cortadura.

Para el primer levantamiento realizado el 4 de diciembre de 2009 ambas playas presentaban berma - que estaba mucho más desarrollada en la playa seminatural (Figura 6.60). Las pendientes medidas a lo largo de ambos perfiles registraron valores de 0,044 (urbana) y 0,038 (seminatural) para el intermareal alto y 0,020 (urbana) y 0,019 (seminatural) para el intermareal bajo (Figura 6.59).

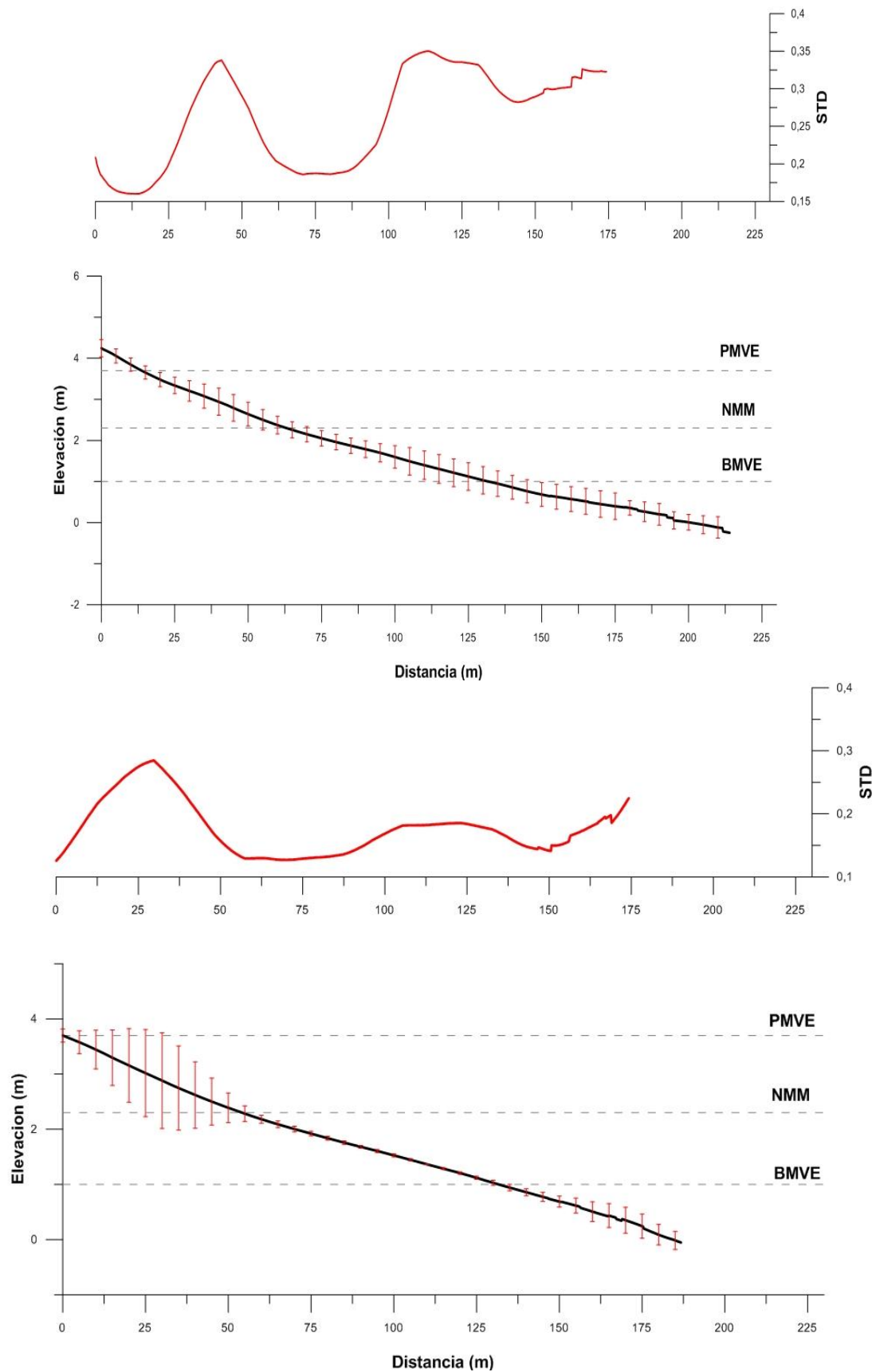
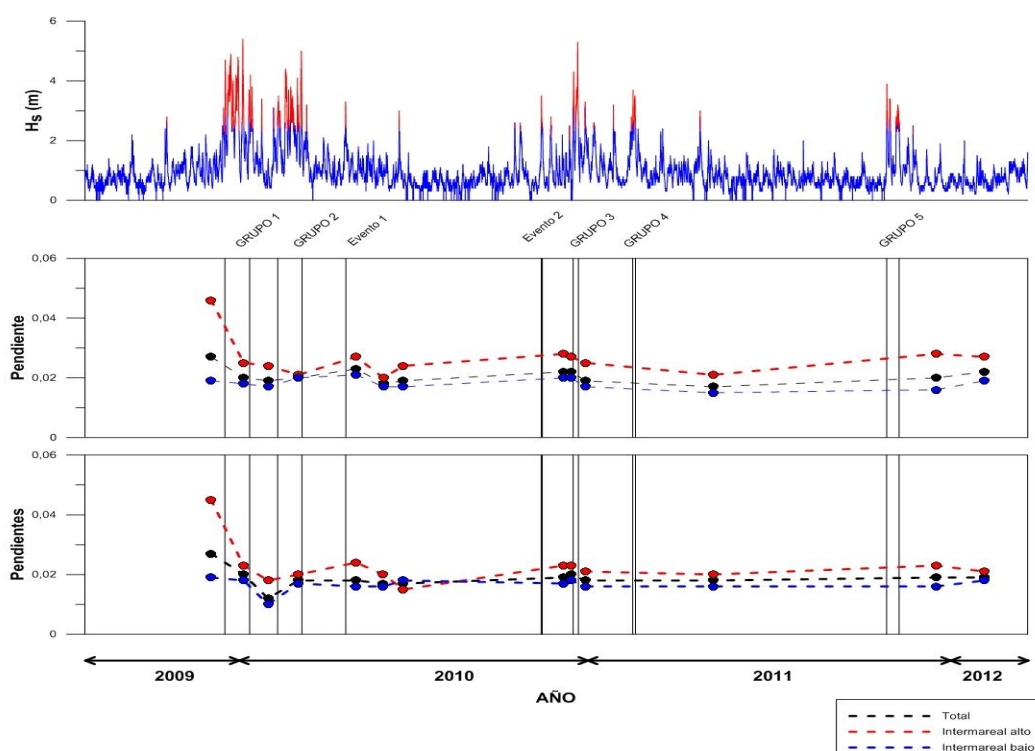


Figura 6.58. Perfil medio de la playa de La Cortadura (parte superior: sector urbano – parte Inferior: sector seminatural) y desviaciones estándar medidas para el periodo 2009- 2012.

Tabla 6.7. Valores de pendiente medidos para el intermareal alto y bajo de la playa de La Cortadura.

FECHA	PENDIENTES (sec. Urbano)			PENDIENTES (Sec. Seminatural)		
	Tan β Total	Tan β Intermareal Alto	Tan β Intermareal Bajo	Tan β Total	Tan β Intermareal Alto	Tan β Intermareal Bajo
4-12-2009	0,027	0,044	0,020	0,025	0,038	0,019
7-01-2010	0,020	0,026	0,018	0,021	0,024	0,019
4-02-2010	0,024	0,021	0,025	0,016	0,024	0,038
5-03-2010	0,022	0,018	0,024	0,018	0,022	0,016
22-03-2010	0,025	0,033	0,020	0,018	0,026	0,014
5-05-2010	0,019	0,023	0,017	0,018	0,022	0,015
18-05-2010	0,018	0,021	0,017	0,017	0,021	0,015
28-06-2010	0,021	0,023	0,020	0,019	0,020	0,017
10-09-2010	0,027	0,026	0,027	0,019	0,022	0,017
24-11-2010	0,021	0,026	0,020	0,020	0,025	0,016
10-12-2010	0,021	0,026	0,019	0,020	0,024	0,018
29-12-2010	0,020	0,025	0,017	0,018	0,022	0,016
21-03-2011	0,019	0,025	0,015	0,018	0,023	0,015
03-05-2011	0,018	0,023	0,015	0,017	0,021	0,015
13-12-2011	0,019	0,026	0,016	0,020	0,027	0,016
12-02-2012	0,022	0,027	0,019	0,020	0,025	0,017

**Figura 6.59.** Variaciones en los valores de pendiente del intermareal alto, bajo y valor total para la playa de La Cortadura (parte superior: urbana – parte Inferior: seminatural).

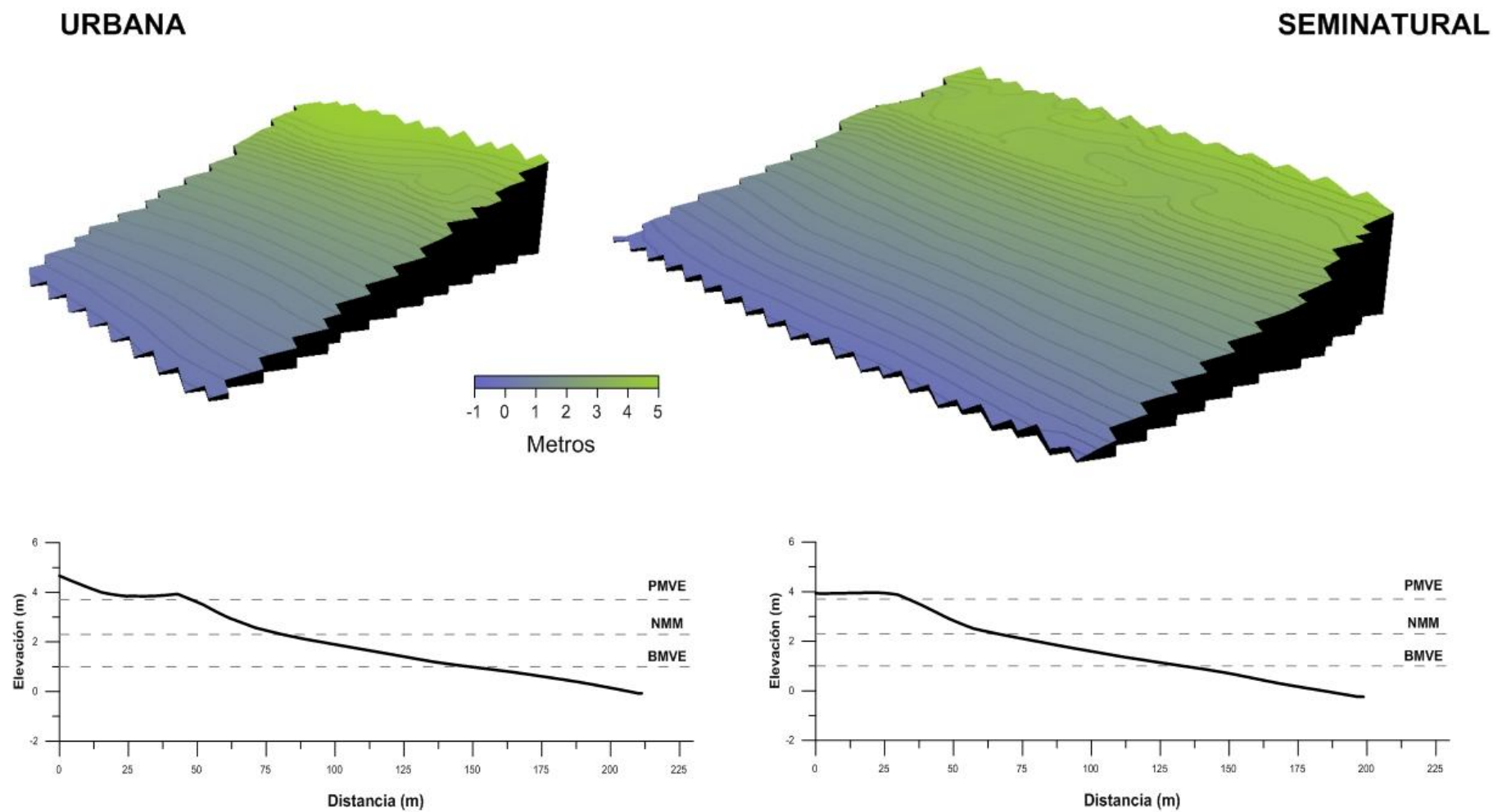


Figura 6.60. Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en las playas urbana y seminatural de La Cortadura el 4 de diciembre del 2009.

Tras el impacto del primer grupo de temporales (entre el 18 de diciembre 2009 y el 11 de enero 2010) en ambas playas se dio retroceso paralelo del perfil (Figura 6.61), destacándose la formación de una pequeña barra hacia la parte inferior del intermareal bajo dentro de la playa urbana. Durante el primer grupo de temporales la cota de inundación alcanzó los 4,22 m ($R_{2max} = 0,43$ m) en ambas playas y al mismo tiempo se observó una importante disminución de los valores de pendiente, en especial de la pendiente del intermareal alto. En la playa urbana las pendientes fueron de 0,026 (intermareal alto) y 0,018 (intermareal bajo), mientras que en la playa seminatural las pendientes fueron de 0,024 en el intermareal alto y 0,018 en el intermareal bajo. Para el 30 de enero del año 2010 la playa seca de ambas zonas había perdido la berma y parte del sedimento erosionado fue depositado al nivel medio del mar en la playa urbana y por debajo de este en la playa seminatural (Figura 6.61).

Tras la intervención del segundo grupo de temporales (entre el 8 de febrero y el 3 de marzo de 2010), se dio retroceso paralelo en la playa urbana y un basculamiento erosivo en la playa seminatural, siendo el punto de pivote ubicado por debajo del nivel medio del mar - figura 6.61. Durante la actuación de este grupo de temporales la cota de inundación alcanzó los 4,31 m ($R_{2max} = 0,44$ m) en la playa urbana y los 4,29 m ($R_{2max} = 0,42$ m) en la playa seminatural. Así mismo, las mediciones realizadas durante las últimas fases de este segundo grupo de temporales, evidencian como las pendientes en ambas playas disminuyeron registrando valores de 0,018 (urbana) y 0,024 (seminatural) y 0,018 (urbana) y 0,016 (seminatural) para el intermareal alto y bajo respectivamente.

El evento individual de categoría débil que se presentó el 16 de abril de 2010 produjo un basculamiento del perfil en ambas playas. Este basculamiento ocasionó la acumulación de sedimento en la zona intermareal baja y fue mucho más notorio en la playa urbana que en la seminatural (Figura 6.61 - 6.62). En ambos perfiles el pivoteo ocurrió en una zona muy cercana al nivel medio del mar. La acumulación observada en el intermareal bajo trajo consigo una disminución de su pendiente en la playa urbana (0,020) y en la playa seminatural (0,014). Se destaca que durante este temporal la cota de inundación alcanzó los 3,57 m ($R_{2max} = 0,42$ m) en ambas playas.

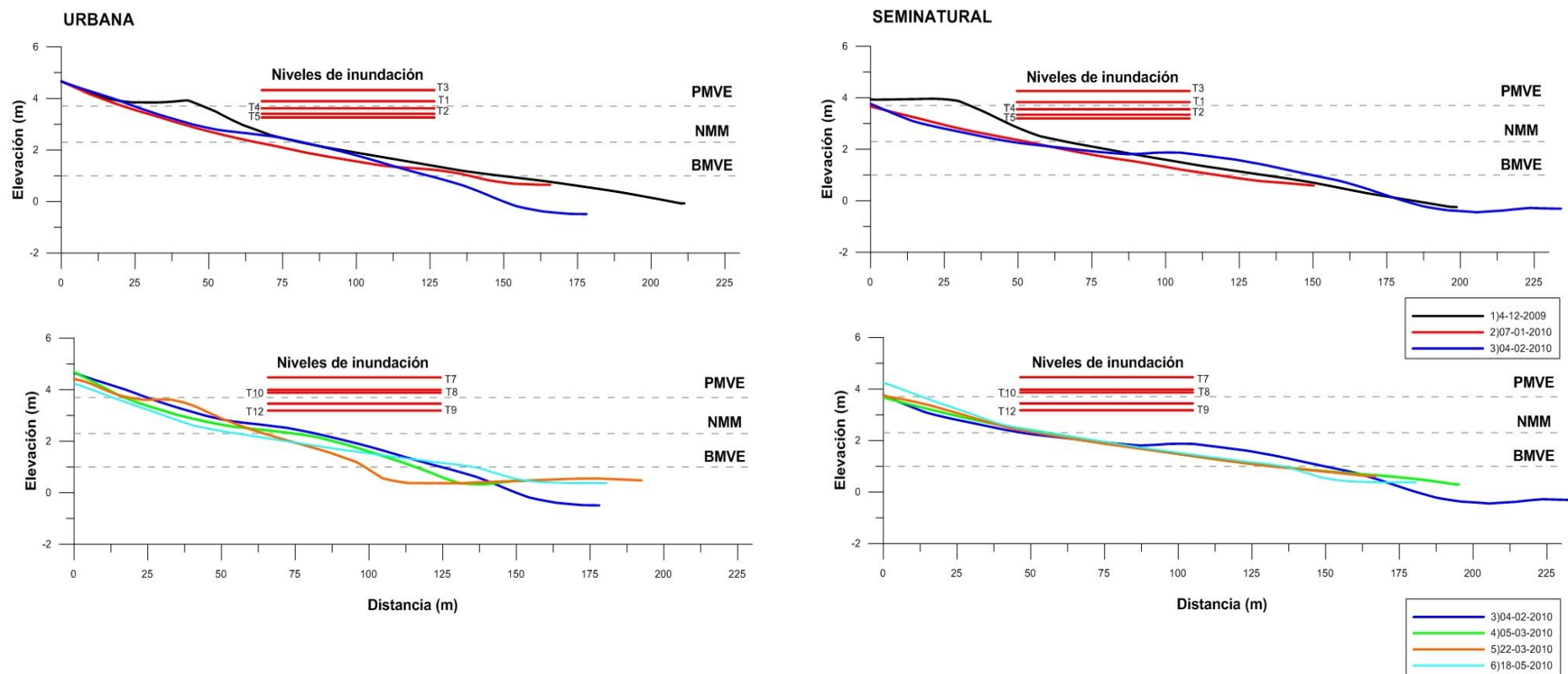


Figura 6.61. Variaciones morfológicas en la playa de La Cortadura entre el 4 de diciembre del 2009 y el 22 de marzo del 2010.

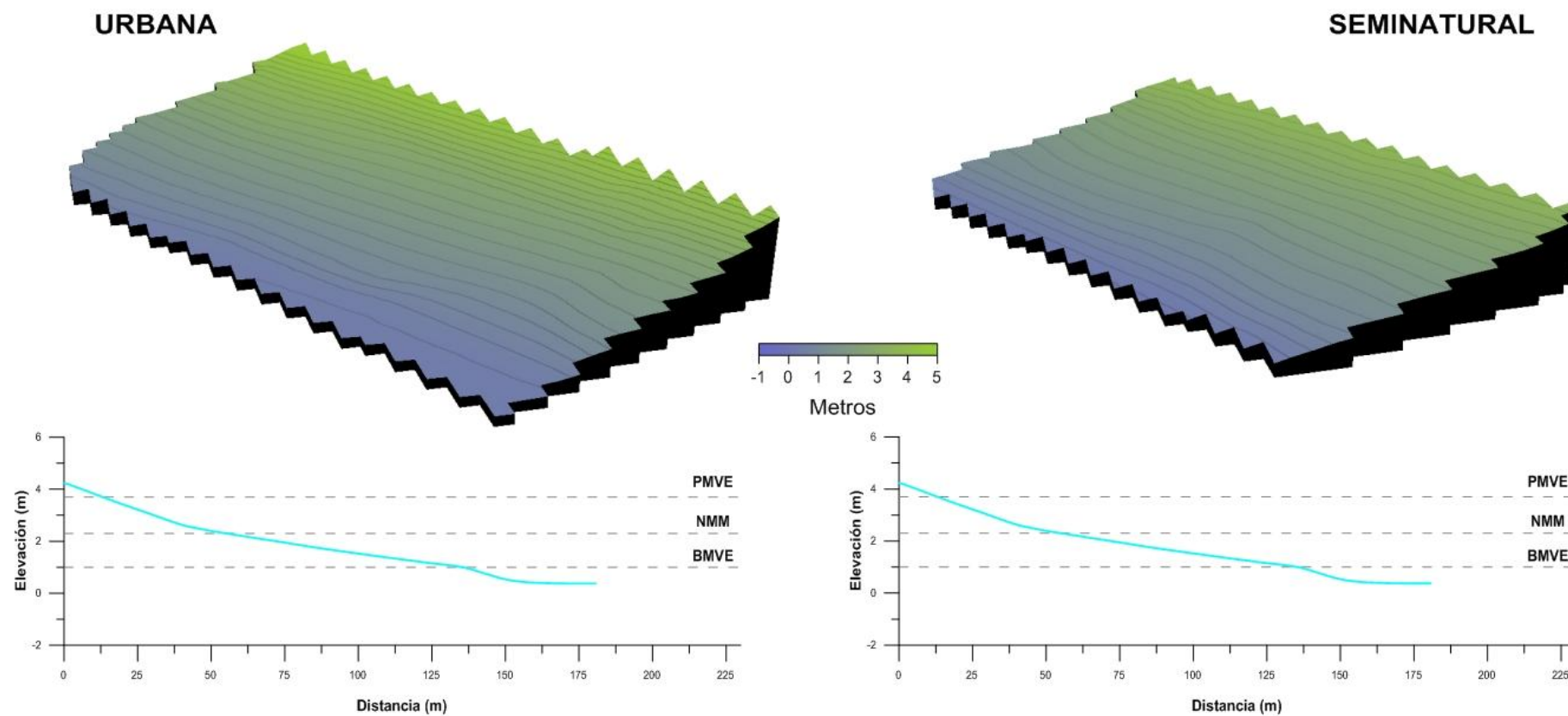


Figura 6.62. Modelo digital del terreno y perfil de playa realizados en la playa de La Cortadura en junio del año 2010.

Para el verano del año 2010, las playas urbana y seminatural de La Cortadura experimentaron un basculamiento constructivo con un punto de pivote ubicado hacia el nivel medio del mar (Figura 6.63). Este basculamiento trajo consigo sedimentación por debajo del nivel medio del mar y la formación de una pequeña barra - más desarrollada en la playa urbana. Las pendientes medidas en la playa urbana fueron 0,026 (intermareal alto) y 0,027 (intermareal bajo) mientras que en la playa seminatural fueron 0,022 (intermareal alto) y 0,017 (intermareal bajo).

Un evento individual de categoría débil acontecido el 30 de octubre del 2010 ocasionó, en la playa urbana, acumulación a lo largo de todo el perfil (Figura 6.63), mientras que en la playa seminatural se dio acumulación hacia la cabecera del perfil y erosión por debajo del nivel medio del mar. Las pendientes medidas después de este temporal fueron de 0,026 para el intermareal alto y de 0,020 para el intermareal bajo de la playa urbana y de 0,025 (intermareal alto) y de 0,016 (intermareal bajo) en la playa seminatural. Durante este grupo de temporales la cota de inundación alcanzó los 3,32 m ($R_{2max} = 0,38m$) en la playa urbana y 3,31 m ($R_{2max} = 0,37 m$) en la playa seminatural.

El grupo de dos temporales (T133 - T134) del 18 - 21 de diciembre del año 2010 produjo el retroceso paralelo del perfil en ambas playas (Figuras 6.63 - 6.64). A lo largo de este grupo de temporales la cota de inundación fluctuó entre los 1,58 y 4,24 m registrando un valor máximo (R_{2max}) de 0,44 m. Así mismo, este grupo de temporales produjo el descenso de las pendientes de la zona intermareal alta y baja en ambas playas que pasaron a tener valores de 0,025 (urbana) y 0,017 (seminatural) para el intermareal alto y 0,022 (urbana) y 0,016 (seminatural) para el intermareal bajo.

Para el mes de marzo del año 2011 y tras el impacto de un grupo de dos temporales (T135 y T136), las dos playas de La Cortadura registraron comportamientos diferentes: la playa urbana registró retroceso paralelo mientras que la playa seminatural mostró acreción (Figura 6.65). Todos los valores de pendiente disminuyeron encontrándose valores de 0,025 (playa urbana) y 0,023 (playa seminatural) en el intermareal alto y 0,015 (playa urbana y seminatural) en el intermareal bajo.

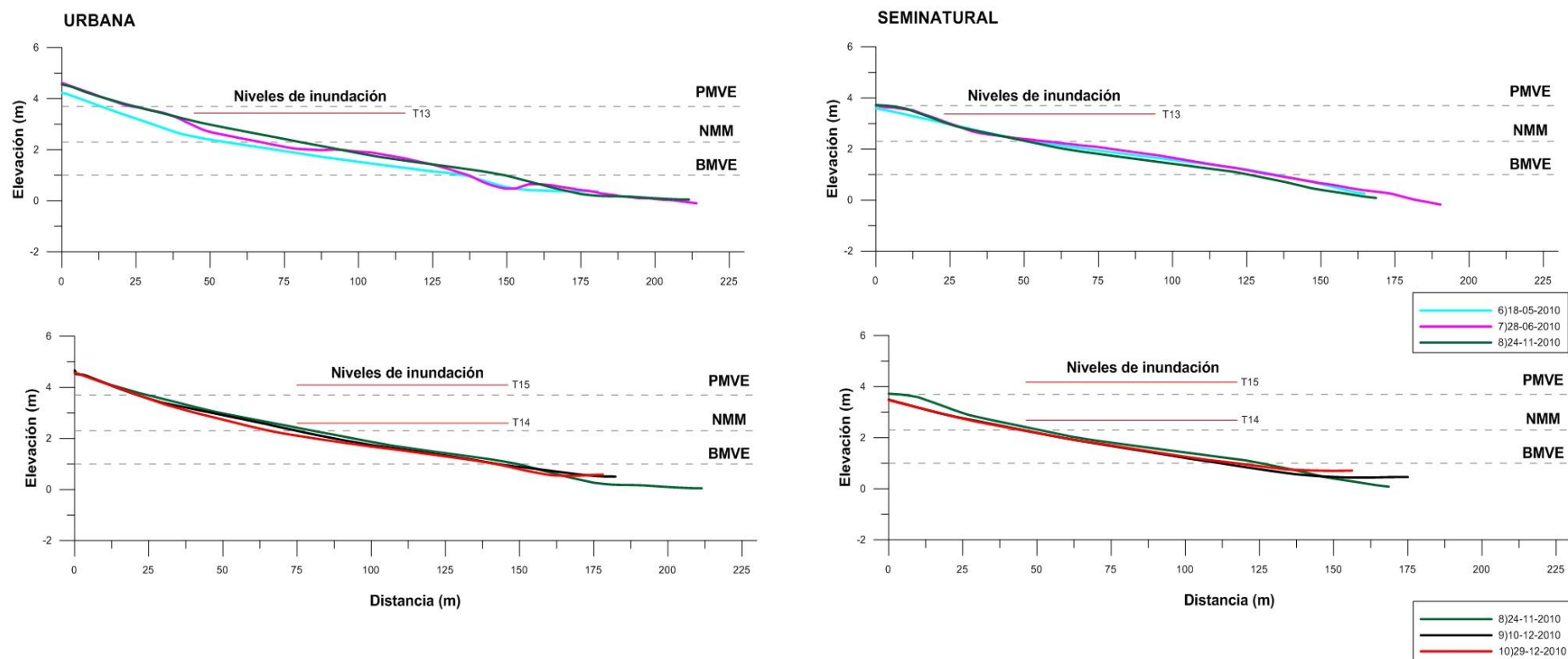
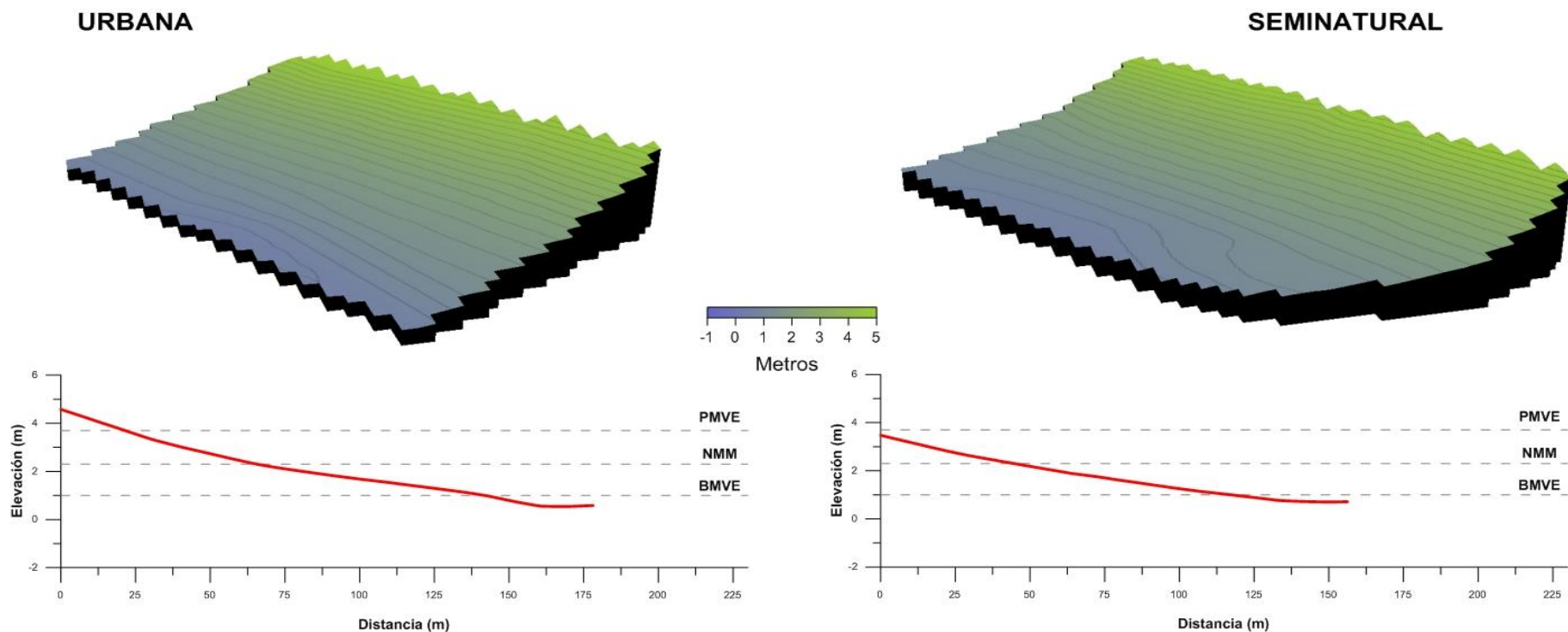


Figura 6.63. Variaciones morfológicas en la playa de La Cortadura entre el 18 de junio y el 29 de diciembre del 2010.



gura 6.64. Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en la playa de La Cortadura en diciembre del año 2010.

Fi

Para el verano del año 2011 ambas playas experimentaron una leve acumulación producto de las condiciones de buen tiempo imperantes en el área (Figuras 6.65 -6.66). Casi todas las pendientes después de dicho verano disminuyeron registrándose para el intermareal alto valores de 0,023 (playa urbana) y 0,021 (playa seminatural) y, para el intermareal bajo, valores de 0,015 (tanto en la playa urbana como en la seminatural).

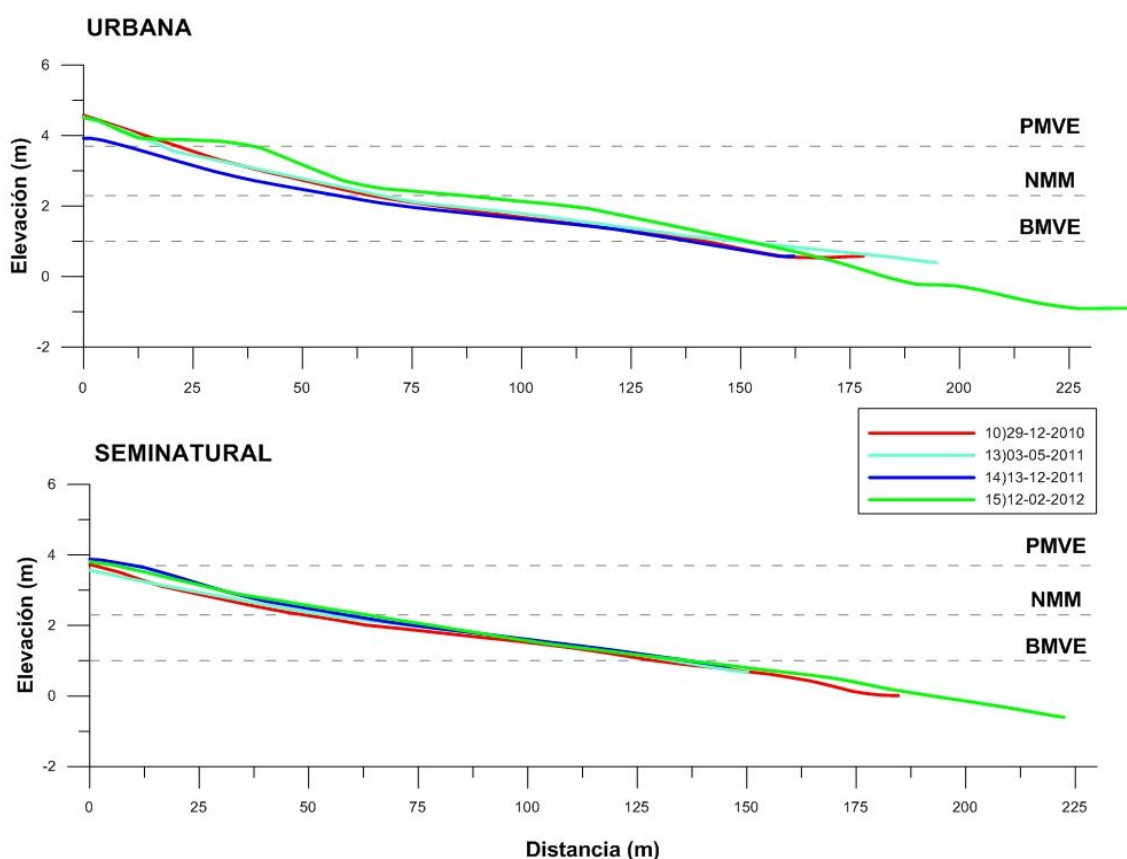


Figura 6.65. Variaciones morfológicas en la playa de La Cortadura entre el 29 de diciembre del 2010 y el 12 de febrero del 2012.

Para el 13 de diciembre del año 2011, y tras la intervención de un grupo de 3 temporales durante los meses de octubre y noviembre (TSL de hasta 52 cm), la playa de La Cortadura experimentó dos comportamientos diferentes: basculamiento erosivo en la playa urbana y basculamiento constructivo con pivoteo al nivel medio del mar en la playa seminatural (Figura 6.65 - 6.66). El basculamiento constructivo produjo la recuperación de la parte alta del intermareal alto y la erosión de la parte baja del intermareal bajo en la playa seminatural (Figura 6.65 - 6.66). Para esta fecha, en ambas playas, los valores de pendiente aumentaron hasta 0,026 en la playa urbana y 0,027 en la playa seminatural.

Tras las buenas condiciones de oleaje dominantes durante los meses de enero y febrero de 2012 se pudo observar acumulación en ambos perfiles, siendo esta acumulación mucho más clara en la playa urbanizada de La Cortadura (Figura 6.65 - 6.67). Los valores de pendiente en el intermareal alto fueron de 0,027 (urbana) y 0,025 (seminatural), mientras que en el intermareal bajo fueron de 0,019 (urbana) y 0,017 (seminatural).

De manera general se pudo observar que en el área de La Cortadura ninguno de los dos perfiles se recuperó a lo largo de los 27 meses estudiados (Figura 6.68). En detalle se pueden destacar los siguientes aspectos:

- Erosión de la berma debido al impacto del primer grupo de temporales.
- Leve acumulación de arena entre el nivel medio del mar y la parte media del intermareal alto en la playa urbana.
- Aparente estabilidad en el intermareal bajo del perfil de la playa seminatural.
- Erosión de la zona intermareal baja en la playa urbana y acumulación en esta misma zona en la playa seminatural.

6.3.2.3.1 Cambios en las variables morfológicas calculadas

En las tablas 6.8 y 6.9 se presentan los valores medios de las variaciones volumétricas, con el objetivo de dar una idea general de la magnitud de los cambios que sufrió la playa de La Cortadura durante el periodo de tiempo estudiado.

Para el primer levantamiento efectuado el día 4 de diciembre del año 2009, la playa urbana de La Cortadura presentaba un perfil que en su totalidad abarcaba un volumen de 398 m³/m, repartidos en 192 m³/m en la playa seca, 97 m³/m en el intermareal alto y 109 m³/m en el intermareal bajo (Volumen 3D: 45.709 m³). Conjuntamente, el perfil de la playa seminatural ubicada al sur, alcanzaba un volumen de 334 m³/m distribuidos en 131 m³/m en la playa seca, 96 m³/m en el intermareal alto y 108 m³/m por debajo del nivel medio del mar (Volumen 3D: 73.349 m³).

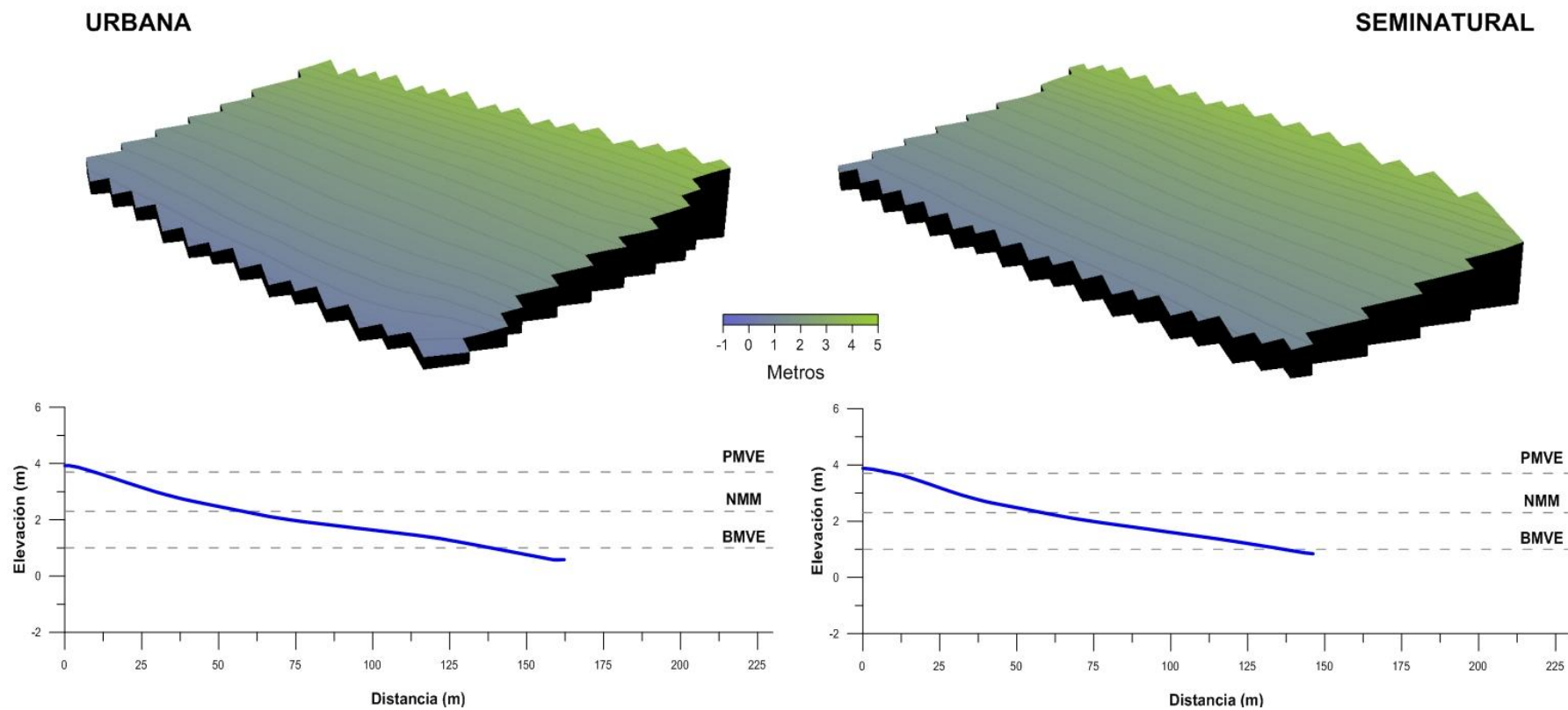


Figura 6.66. Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en la playa de La Cortadura en diciembre del año 2011.

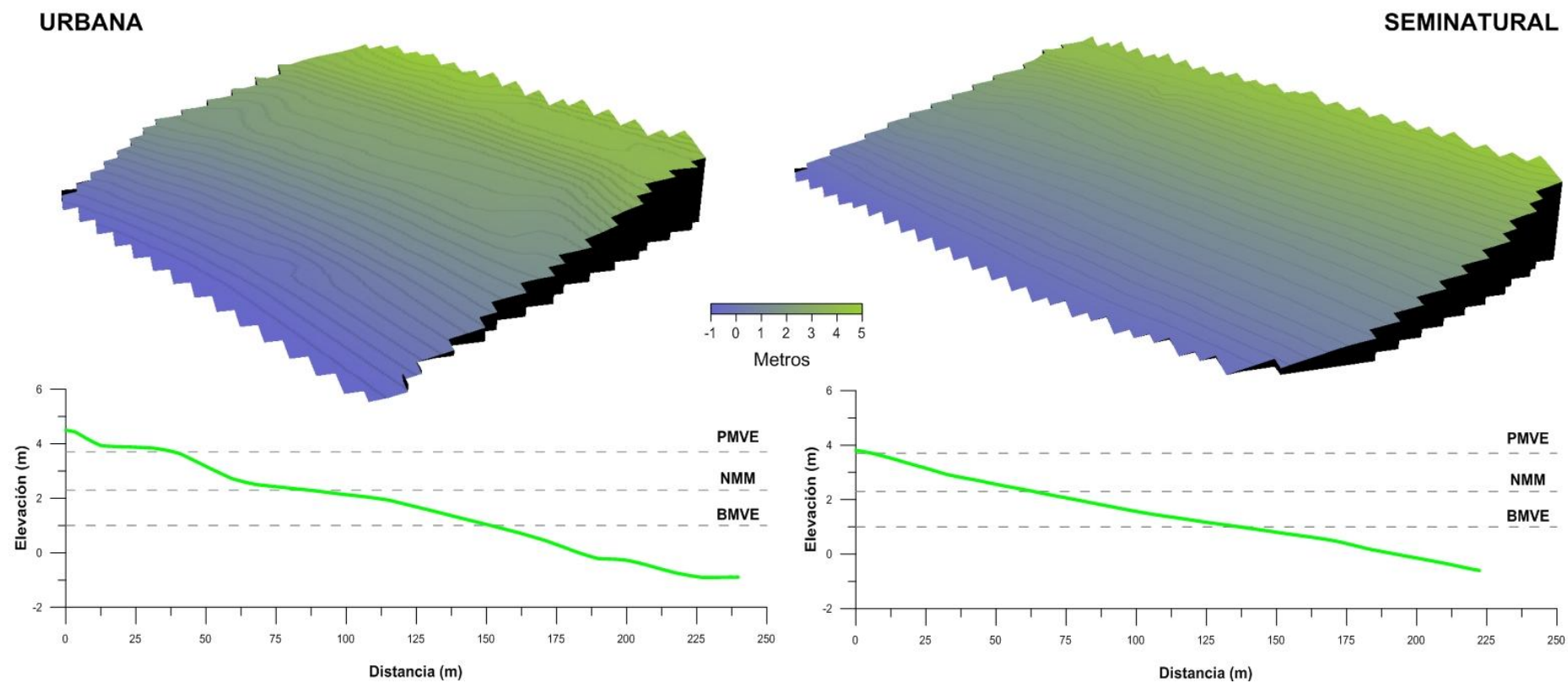


Figura 6.67. Modelo digital de terreno y perfil de playa realizados en la playa de La Cortadura en febrero del año 2012.

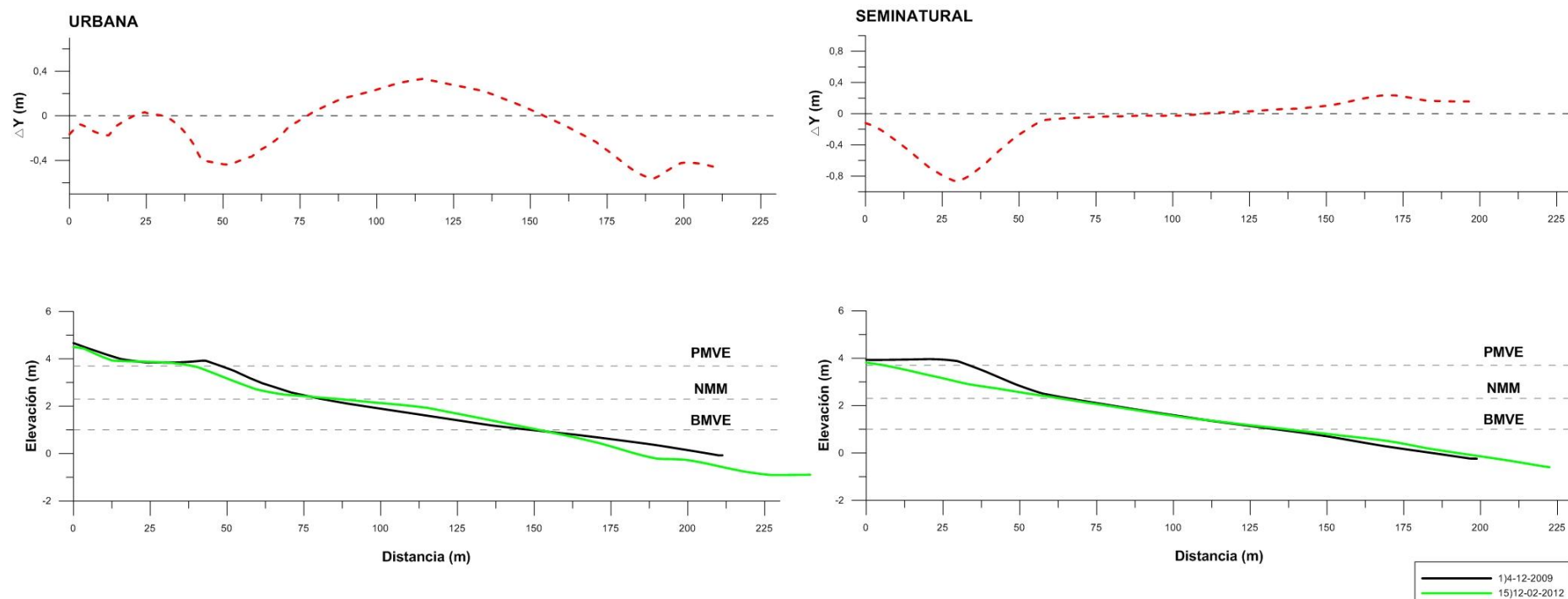


Figura 6.68. Cambios generales observados en la playa de La Cortadura durante el periodo 2009 - 2012.

Tabla 6.8. Cambios volumétricos calculados en la playa urbana de La Cortadura durante el periodo 2009 - 2012.

FECHA	VOLUMEN				
	Playa seca (m ³ /m)	Intermareal alto (m ³ /m)	Intermareal bajo (m ³ /m)	Total (m ³ /m)	Volumen 3D (m ³)
4-12-2009	192	97	109	398	45.709
7-01-2010	174	80	90	344	38.012
4-02-2010	178	90	85	353	39.152
5-03-2010	169	82	71	322	36.715
2-03-2010	178	77	47	302	36.619
18-05-2010	128	80	99	307	40.782
28-06-2010	177	81	102	359	41.910
24-11-2010	179	91	107	377	44.735
10-12-2010	179	84	100	362	41.628
29-12-2010	173	83	94	350	39.844
03-05-2011	169	83	102	355	41.971
13-12-2011	109	87	109	306	37.728
12-02-2012	185	94	120	399	47.250

Tabla 6.9. Cambios volumétricos calculados en la playa seminatural de La Cortadura durante el periodo 2009 - 2012.

FECHA	VOLUMEN				
	Playa seca (m ³ /m)	Intermareal alto (m ³ /m)	Intermareal bajo (m ³ /m)	Total (m ³ /m)	Volumen 3D (m ³)
4-12-2009	131	96	108	335	73.349
7-01-2010	105	79	89	273	59.466
4-02-2010	103	74	120	298	65.488
5-03-2010	106	79	100	286	63.575
2-03-2010	107	81	101	288	64.176
18-05-2010	104	80	106	289	65.433
28-06-2010	108	81	107	296	67.384
24-11-2010	109	77	96	281	63.044
10-12-2010	95	78	82	255	57.387
29-12-2010	98	72	88	259	58.671
03-05-2011	105	79	107	290	65.997
13-12-2011	114	84	106	304	67.247
12-02-2012	110	87	109	305	68.305

El retroceso paralelo producido en ambas playas por el primer grupo de temporales (T120-T124) causó pérdidas de sedimento en la playa seca de 14 m³/m (zona urbana) y 28 m³/m (zona seminatural), en el intermareal alto, de 7 m³/m (zona urbana) y 22 m³/m (zona seminatural), y en el intermareal bajo, de 24 m³/m (zona urbana) y 13 m³/m (zona seminatural), en su totalidad ambos perfiles perdieron 45 y 37 m³/m en la

playa urbana (Cambio volumen 3D: -6.557 m^3) y en la playa seminatural (Cambio volumen 3D: -7.861 m^3) respectivamente. Así mismo, este primer grupo de temporales trajo consigo cambios verticales significativos que alcanzaron variaciones máximas en la playa seca de $-1,3 \text{ m}$ dentro del área urbana y $-0,81 \text{ m}$ en la zona seminatural (Figura 6.69). El movimiento de la línea de costa registró retrocesos máximos al nivel de pleamar de 16 m en la playa urbana y 28 m en la playa seminatural.

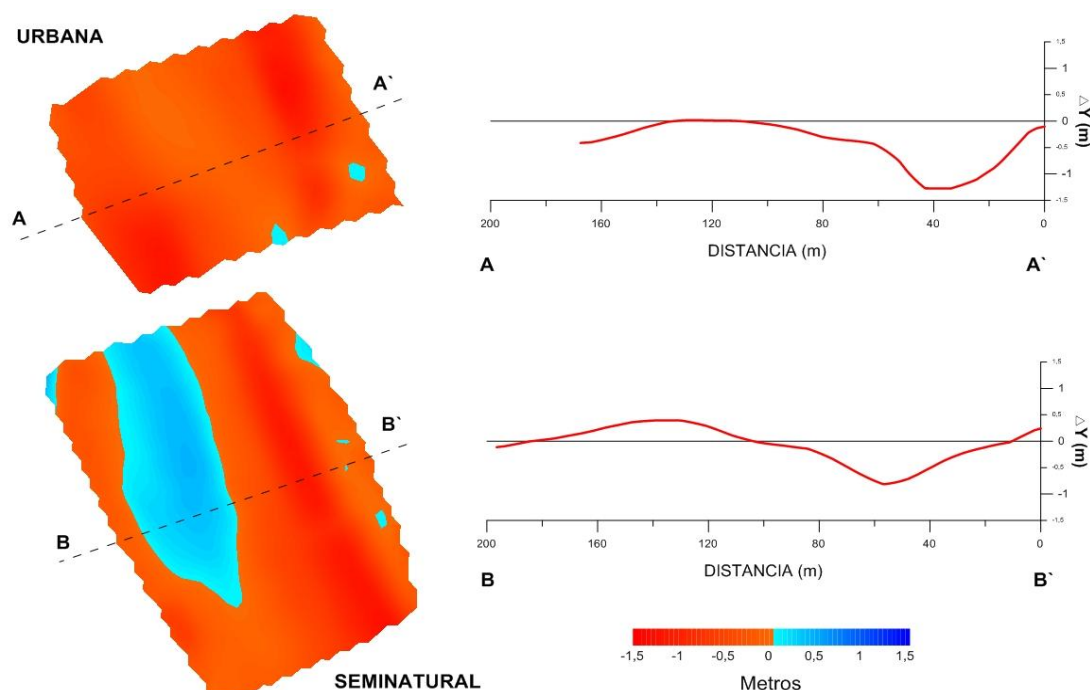


Figura 6.69. Cambios verticales en la playa de La Cortadura asociados al primer grupo de temporales acontecido entre el 18 de diciembre de 2009 y el 11 enero 2010.

Posterior al impacto del segundo grupo de temporales, el retroceso paralelo de la playa urbana produjo la pérdida de $9 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimento en la playa seca, $8 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto y $14 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal bajo (Cambio volumen 3D: -2.437 m^3). En lo que respecta a los cambios en la vertical, dentro de esta misma playa, las alturas registraron un descenso máximo de 44 cm (por debajo del nivel medio del mar - figura 6.70) y el retroceso a nivel de pleamar de la línea de costa alcanzó los 8 m . Paralelamente, el basculamiento erosivo observado hacia el sur, produjo la acumulación de $8 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimento al nivel medio del mar y la erosión de $20 \text{ m}^3/\text{m}$ a lo largo de todo el intermareal alto (Cambio volumen 3D: -1.913 m^3), en esta misma

zona se registraron variaciones en la vertical de -48 cm (figura 6.70) y un retroceso a nivel de la bajamar de la línea de costa de 5 m.

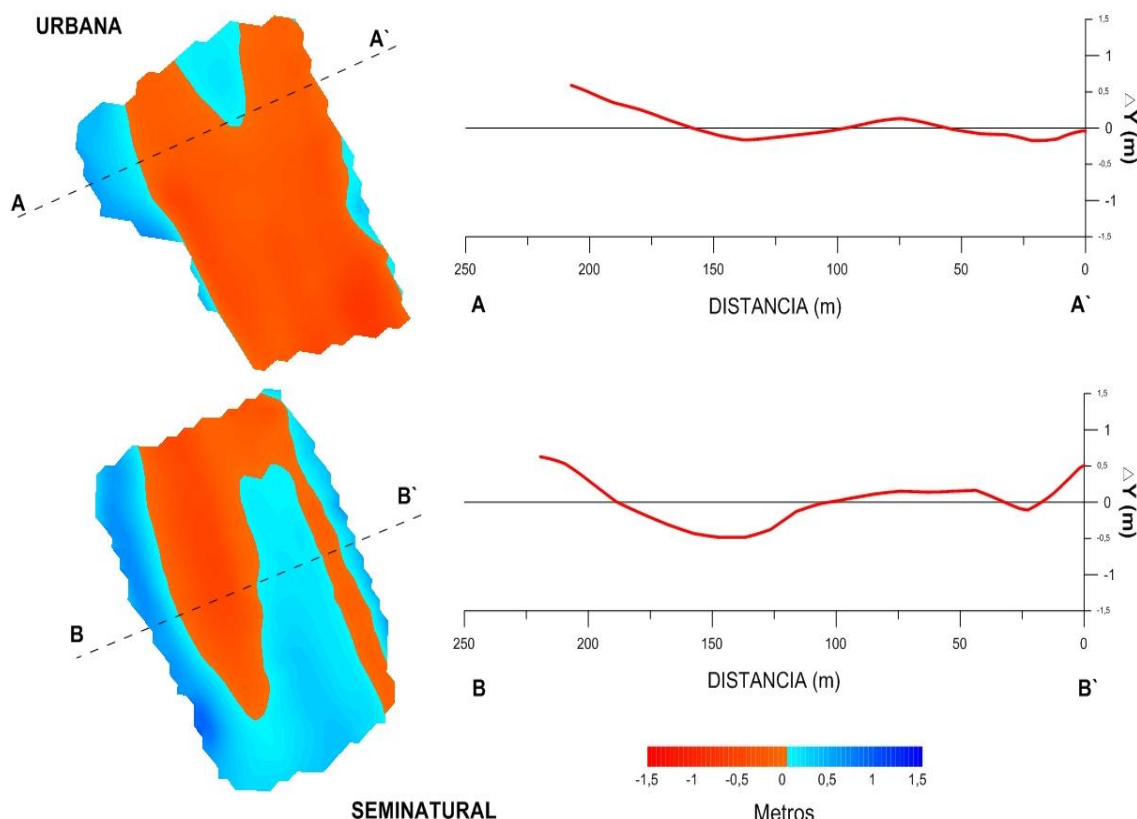


Figura 6.70. Cambios verticales en la playa de La Cortadura asociados al segundo grupo de temporales acontecido entre el 8 de febrero de 2009 y el 3 de marzo del 2010.

El basculamiento provocado por el temporal de categoría débil ocurrido el 16 de abril del 2010 produjo en la cabecera del perfil de la playa urbana de La Cortadura la erosión de $50 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimento que fueron depositados en su totalidad en el intermareal bajo (Cambio volumen 3D: 4.163 m^3). El mismo proceso sucedió en la playa seminatural involucrando cantidades inferiores de sedimento, $3 \text{ m}^3/\text{m}$ fueron erosionados de la playa seca e intermareal alto y fueron depositados por debajo del nivel medio del mar (Cambio volumen 3D: 1.257 m^3). Los cambios en la vertical fueron mucho mayores en la playa urbana que en la playa seminatural (Figura 6.71), en la primera las variaciones oscilaron entre los 1,1 m (intermareal bajo) y -0,32 m (playa seca) mientras que en la segunda, los cambios oscilaron entre los 12 cm (intermareal bajo) y -16 cm (playa seca). En lo que respecta a los cambios en la línea de costa, en la playa urbana se registraron avances de hasta 3 m al nivel de pleamar, mientras que en la playa seminatural el retroceso máximo medido fue de 3 m al nivel de bajamar.

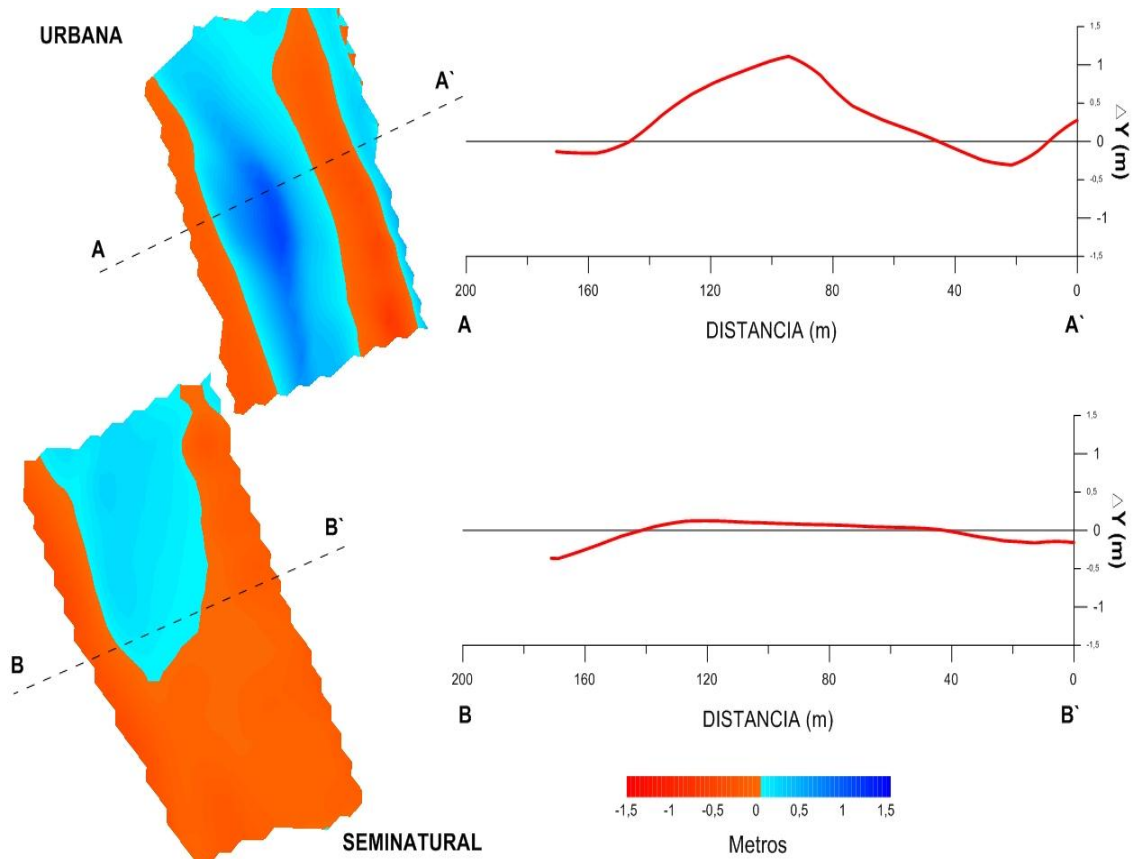


Figura 6.71. Cambios verticales en la playa de La Cortadura asociados al temporal de categoría débil acontecido el 16 de abril del año 2010.

Durante el verano del año 2010 el basculamiento constructivo permitió la recuperación del perfil en ambas playas. En la playa urbana se recuperaron $49 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimento hacia la cabecera del perfil, $1 \text{ m}^3/\text{m}$ en la zona intermareal alta y $3 \text{ m}^3/\text{m}$ por debajo del nivel medio del mar. A su vez, en la playa seminatural los valores calculados estuvieron en el orden de los $4 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimento en la cabecera del perfil, $1 \text{ m}^3/\text{m}$ en la zona intermareal alta y $1 \text{ m}^3/\text{m}$ por debajo del nivel medio del mar. Los cambios verticales, al igual que los cambios volumétricos, resultaron ser mayores en la playa urbana que en la playa seminatural (Figura 6.72), en la primera el intervalo de cambio fluctuó entre los -35 cm (intermareal bajo) y -10 cm (playa seca), mientras que en la segunda los cambios oscilaron entre 31 y 8 cm en la playa seca e intermareal bajo respectivamente. Para ambas playas los cambios en la posición de la línea de costa fueron similares registrándose avances de hasta 2 m al nivel de pleamar, 4 m al nivel medio del mar y retrocesos de hasta 3 m al nivel de bajamar.

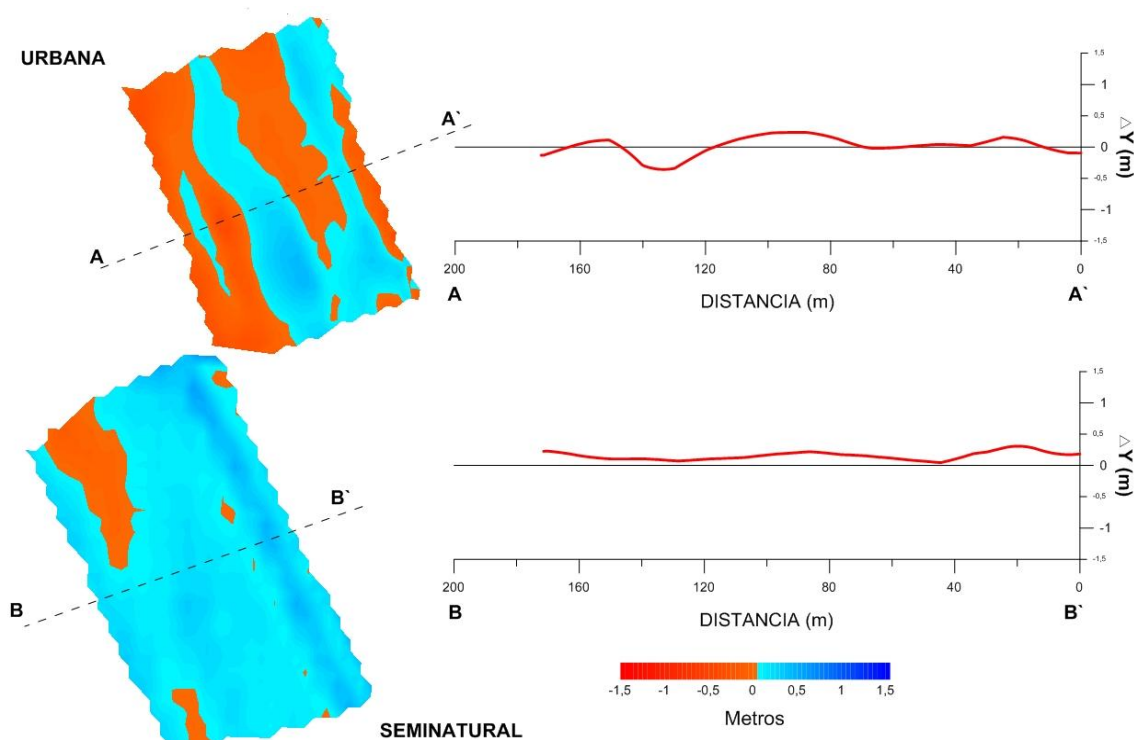


Figura 6.72. Cambios verticales en la playa de La Cortadura ocurridos durante el verano del año 2010.

El evento individual de categoría débil acontecido el 30 de octubre del 2010 produjo, a lo largo del área urbana de la playa de La Cortadura, la acumulación de $3 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimento en la playa seca, $10 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto y $5 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal bajo (Cambio volumen 3D: 2.825 m^3). En la playa seminatural, leve acumulación se observó en la playa seca ($1 \text{ m}^3/\text{m}$), mientras que en el intermareal alto y bajo fueron erosionadas cantidades de sedimento iguales a 5 y $11 \text{ m}^3/\text{m}$ respectivamente (Cambio volumen 3D: -4.340 m^3). El intermareal bajo de la playa urbana registró acreción vertical de hasta 44 cm mientras que en la playa seminatural registró erosión de 34 cm (Figura 6.73).

Los dos temporales que impactaron la playa de La Cortadura entre el 18 y 21 de diciembre del año 2010 produjeron el retroceso paralelo del perfil y con esto la pérdida en la playa seca de $6 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimento en la zona urbana y $10 \text{ m}^3/\text{m}$ en la zona seminatural. Para el intermareal alto se erosionaron $8 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa urbana y $4 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seminatural, mientras que en el intermareal bajo se erosionaron $13 \text{ m}^3/\text{m}$ (playa urbana) y $8 \text{ m}^3/\text{m}$ (playa seminatural), la pérdida total de sedimentos

alcanzó valores de $27 \text{ m}^3/\text{m}$ (Cambio volumen 3D: -4.891 m^3) y $22 \text{ m}^3/\text{m}$ (Cambio volumen 3D: -4.373 m^3) en ambas playas. La variación en la vertical osciló entre los 3 y los 32 cm en la playa urbana y los 18 y los 40 cm en la zona seminatural (Figura 6.74). En lo que respecta al retroceso de la línea de costa, este alcanzó su valor máximo al nivel medio del mar en ambas playas registrando una variación de 8 m en la zona urbana y 2 m en el área seminatural.

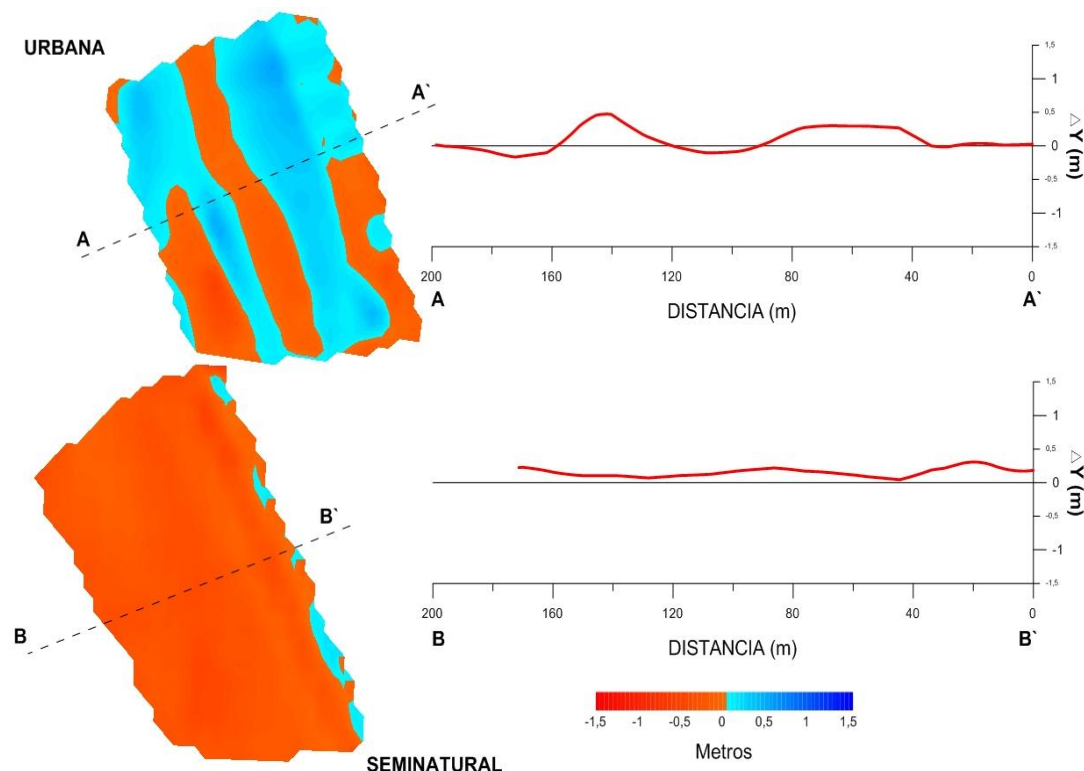


Figura 6.73. Cambios verticales en la playa de La Cortadura asociados al temporal de categoría débil acontecido el 30 de octubre del año 2010.

Tras el impacto de los temporales T135 y T136, la erosión en la playa urbana produjo la pérdida de $29 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimento en la cabecera del perfil y $25 \text{ m}^3/\text{m}$ en la zona intermareal alta (Cambio volumen 3D: -177 m^3). En la playa seminatural, se acumularon $2 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimento en la playa seca, $4 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto y 9 en el bajo (Cambio volumen 3D: 4.856 m^3). En lo concerniente a los cambios en la vertical, dentro de la playa urbana, el máximo descenso fue observado en el intermareal bajo con un valor de 20 cm, mientras que en la playa seminatural el máximo aumento de altura se registró en la playa seca con un valor de 24 cm (Figura 6.75).

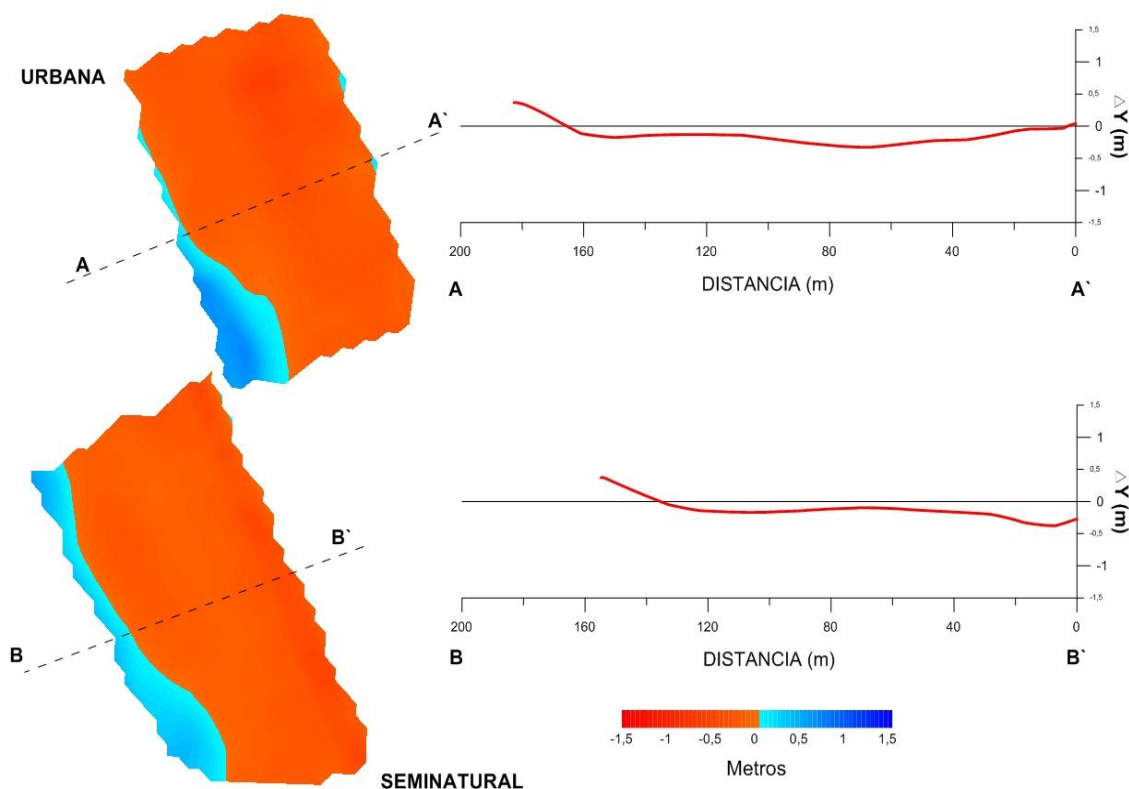


Figura 6.74. Cambios verticales en la playa de La Cortadura asociados al tercer grupo de temporales acontecido entre el 18 y el 21 de diciembre de 2010.

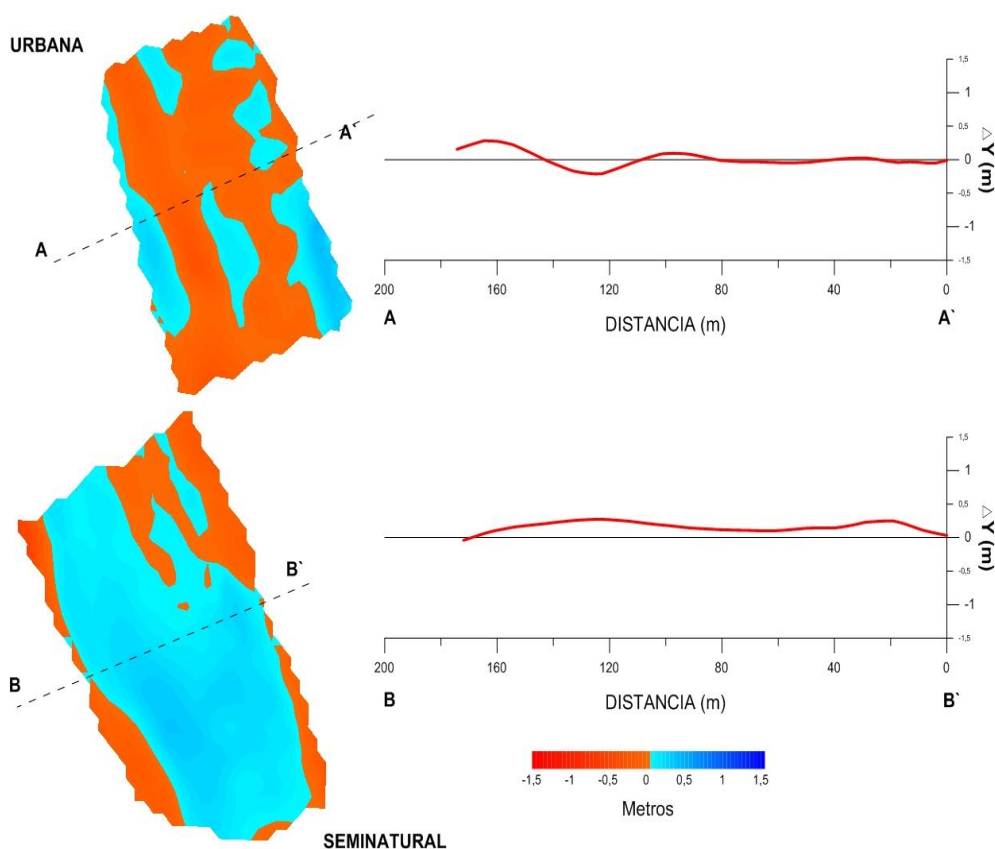


Figura 6.75. Cambios verticales en la playa de la Cortadura asociados al cuarto grupo de temporales acontecido los días 15 y 16 de febrero del año 2011.

En el verano del 2011 se dio acumulación (y con valores muy similares) a lo largo de todo el perfil de playa de los dos sectores estudiados en La Cortadura: $1 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimentos en la cabecera del perfil, $4 \text{ m}^3/\text{m}$ en la zona intermareal alta y $8 \text{ m}^3/\text{m}$ por debajo del nivel medio del mar. Asimismo, en ambas playas, las condiciones de buen tiempo permitieron el avance de 10 y 4 m a nivel de bajamar y a nivel medio del mar.

Los temporales de otoño de 2011 produjeron comportamientos diferentes en las playas de La Cortadura, en la playa urbana el basculamiento ocasionó la pérdida de $60 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca, $4 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto y $7 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal bajo (erosión total en el perfil de $49 \text{ m}^3/\text{m}$ - Cambio volumen 3D: -4.243 m^3) así como un descenso de altura que alcanzó los 85 cm en la cabecera del perfil (Figura 6.76). Paralelamente, en la playa seminatural, se registró la acumulación de 10 y $5 \text{ m}^3/\text{m}$ por encima del nivel medio del mar y erosión de $1 \text{ m}^3/\text{m}$ por debajo de este (acumulación total en el perfil de $14 \text{ m}^3/\text{m}$ - Cambio volumen 3D: 1.250 m^3); a lo largo de esta playa los cambios en la vertical oscilaron entre los 4 y los 39 cm (Figura 6.76). Los desplazamientos de la línea de costa estuvieron en el orden de los 8 m tanto en el nivel de pleamar y nivel medio del mar en la playa urbana y 11 y 4 m en las mismas zonas de la playa seminatural.

Para febrero del año 2012 la playa urbana de La Cortadura registró una acumulación a lo largo de todo el perfil de $93 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimentos, repartidos en $75 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca, $7 \text{ m}^3/\text{m}$ en el intermareal alto y $11 \text{ m}^3/\text{m}$ por debajo del nivel medio del mar. Gracias a la acumulación de estos volúmenes se dio una recuperación de 45 cm en una zona ubicada muy cerca de la cabecera del perfil. En la playa seminatural se observó la erosión de $4 \text{ m}^3/\text{m}$ en la playa seca y la acumulación de $6 \text{ m}^3/\text{m}$ a lo largo de todo el intermareal. A lo largo de esta playa los cambios en la vertical fueron bajos registrándose valores máximos de 11 cm (en la playa seca). Los desplazamientos de la línea de costa estuvieron del orden de los 12 m al nivel de pleamar y nivel medio de la playa urbana y -2 y +4 m en las mismas zonas de la playa seminatural.

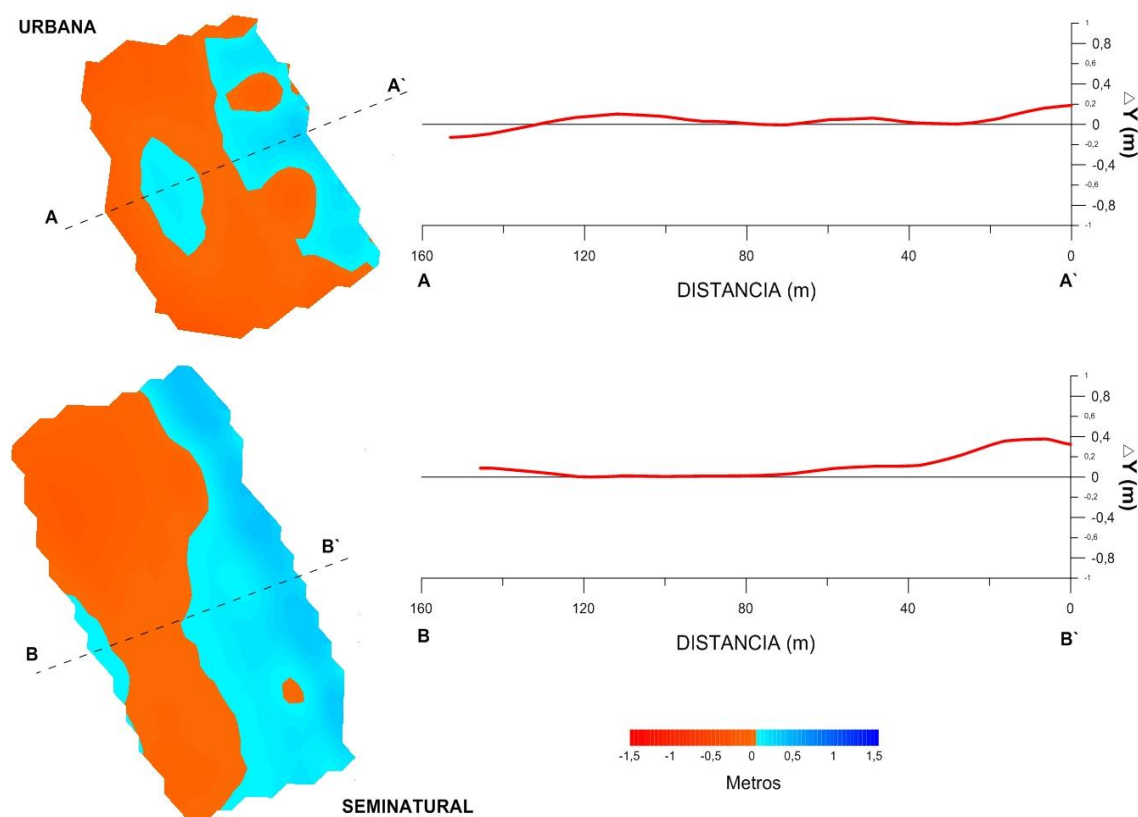


Figura 6.76. Cambios verticales en la playa de La Cortadura asociados al quinto grupo de temporales acontecido entre el 24 de octubre y el 2 de noviembre de 2011.

Las variables medidas en los perfiles de La Cortadura revelaron el mismo comportamiento, pero con diferentes órdenes de magnitud (Figura 6.77). La playa urbana presentó erosión en la playa seca ($\Delta\text{Vol: } -7 \text{ m}^3/\text{m} - \Delta Y: -30 \text{ cm}$) e intermareal alto ($\Delta\text{Vol: } -3 \text{ m}^3/\text{m} - \Delta Y: -42 \text{ cm}$) la cual contrastó con una recuperación por debajo del nivel medio del mar ($\Delta\text{Vol: } 11 \text{ m}^3/\text{m} - \Delta Y: 32 \text{ cm}$ - Cambio volumen 3D: 1.541 m^3). Simultáneamente la playa seminatural presentó erosión en la playa seca ($\Delta\text{Vol: } -21 \text{ m}^3/\text{m} - \Delta Y: -80 \text{ cm}$) e intermareal alto ($\Delta\text{Vol: } -10 \text{ m}^3/\text{m} - \Delta Y: -78 \text{ cm}$) y una leve recuperación por debajo del nivel medio del mar ($\Delta\text{Vol: } 1 \text{ m}^3/\text{m} - \Delta Y: 10 \text{ cm}$ - Cambio volumen 3D: -5.044 m^3).

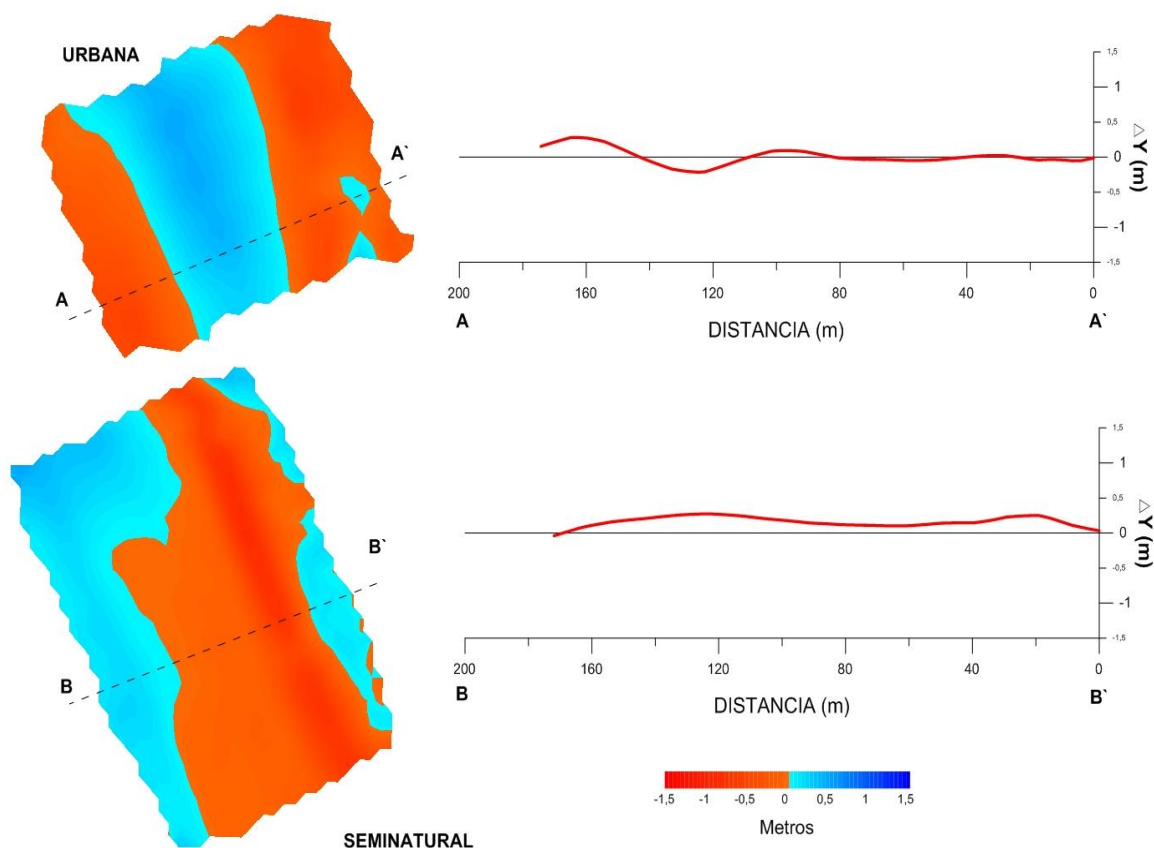


Figura 6.77. Cambios verticales observados en la playa de La Cortadura a lo largo del periodo comprendido entre agosto 2009 y febrero 2012.

6.4 DISCUSIÓN

6.4.1 Comportamiento del clima marítimo durante el 2009-2012

Con la información climática disponible y analizada en capítulos anteriores se ha podido determinar que, de manera general, en el océano Atlántico se ha dado un aumento en el desarrollo de temporales marinos (Wange y Swaill, 2000; Swail et al., 2000; Dodet et al., 2010, Rangel y Anfuso, 2012).

A partir del estudio del clima marítimo del intervalo de tiempo 2009-2012 analizado en este capítulo, se pudo establecer el desarrollo de un total de 20 temporales de oleaje los cuales fueron divididos en 5 grupos (de mínimo 2 temporales) y 2 eventos individuales no agrupados. Los promedios observados y el desarrollo así como la distribución de los grupos de temporales encontrada para este período de tiempo, son muy similares a los calculados para las áreas de Cádiz, por Rangel y Anfuso (2011, 2012), y Faro, en Portugal, por Almeida et al. (2011, 2012).

Al cotejar el intervalo de tiempo 2009-2012 con el análisis general del clima presentado en capítulos previos, se confirma el comportamiento cíclico del clima marítimo a lo largo de la costa de Cádiz. Este comportamiento es confirmado por el alto número (12) de temporales registrado durante el invierno 2009-2010 el cual corresponde a un periodo de altas condiciones energéticas dentro de la ciclicidad de 6 - 7 años determinada previamente en el marco de este trabajo. El comportamiento descrito en los capítulos 4 y 5 tanto para los temporales individuales como para los grupos, está ampliamente demostrado dentro de las investigaciones realizadas en Portugal y el Golfo de Cádiz por Anfuso y Gracia (2005), Ferreira et al. (2009), Rangel y Anfuso (2011 y 2012) y Almeida et al. (2011).

La comparación de los temporales ocurridos durante el intervalo de tiempo 2009-2012 con las condiciones energéticas establecidas de manera general a lo largo del Hemisferio Norte europeo por Cattiaux et al. (2010), Coen et al. (2010), Donat et al. (2010), Wang et al. (2010) y, localmente, en Portugal, por Almeida et al. (2010 y 2011), España, por Rangel y Anfuso (2011 y 2012), Irlanda (O'Connor et al., 2011 y Esteves et al., 2011), Inglaterra (Phillips y Crisp, 2010; Thomas et al., 2011) y Lituania (Dailidiene et al., 2011 y Kelpsaite et al., 2011), indican una alta correlación y a la vez sugieren el desarrollo de un evento climático anómalo de índole regional para este invierno.

Concretamente, el invierno 2009/2010 fue uno de los inviernos más energéticos en los últimos 50 años y estuvo caracterizado por la intervención de 12 temporales (2 grupos y un evento individual) equivalentes a 637 horas (27 días). La naturaleza excepcional de este invierno bajo diferentes aspectos climáticos fue confirmada dentro de diversos estudios. Así, Cattiaux et al. (2010) determinaron que este invierno fue en promedio uno de los más fríos desde 1949, resultado de la dominancia de índices negativos de la NAO y AO a lo largo de todo el Hemisferio Norte. Este patrón de dominancia (ambos valores negativos) fue totalmente coherente con la firma canónica de eventos extremos típica de índices NAO y AO negativos definida por Hurrell (1995). De manera mucho más general, Wang et al. (2010) demostraron que durante este invierno los valores negativos de NAO y AO fueron los responsables de las contrastantes anomalías de temperatura registradas en Canadá, Groenlandia y oriente medio (más calor) y

Estados Unidos, Eurasia (más frío). Por último Cohen et al. (2010) registraron temperaturas muy bajas, altas precipitaciones y nevadas, así como eventos extremos de oleaje en la mayoría de los principales núcleos de población de los países industrializados del Hemisferio Norte.

El análisis de la información disponible permite ratificar que los inviernos más energéticos encontrados en este trabajo, y en especial el invierno 2009-2010, estuvieron asociados a una extrema persistencia de fases negativas de los índices AO y NAO así como a excepcionales episodios de circulación atmosférica reflejados en la distribución de las anomalías en las alturas geopotenciales a 500 mb (Wang et al., 2010 - Figura 6.78). Esto confirmaría la estrecha relación existente entre este tipo de episodios con la ocurrencia de un alto número de temporales y de una alta sucesión de estos (Figura 6.78).

Se podría afirmar entonces que en las altas tasas de erosión litoral registradas en Cádiz por autores como Benavente (2000), Anfuso et al. (2007), Plomaritis et al. (2009), Rodríguez-Polo (2009), Rangel y Anfuso (2011), jugarían un papel fundamental el desarrollo y sucesión de temporales individuales y grupos de temporales, debidos a la extrema persistencia de fases negativas de los índices AO - NAO así como a episodios extremos de circulación atmosférica.

Resultados similares fueron obtenidos por Gervais et al. (2010), Ruiz y Masselink (2010), Qi et al. (2010), Thomas et al. (2011) y Vousdoukas et al. (2011) quienes enfatizaron que las fases negativas de la AO y NAO prevalecientes durante el invierno 2009-2010 fueron las responsables de cambios costeros significativos y daños dentro de zonas litorales ubicadas en Francia, Inglaterra, China, Gales y Portugal respectivamente.

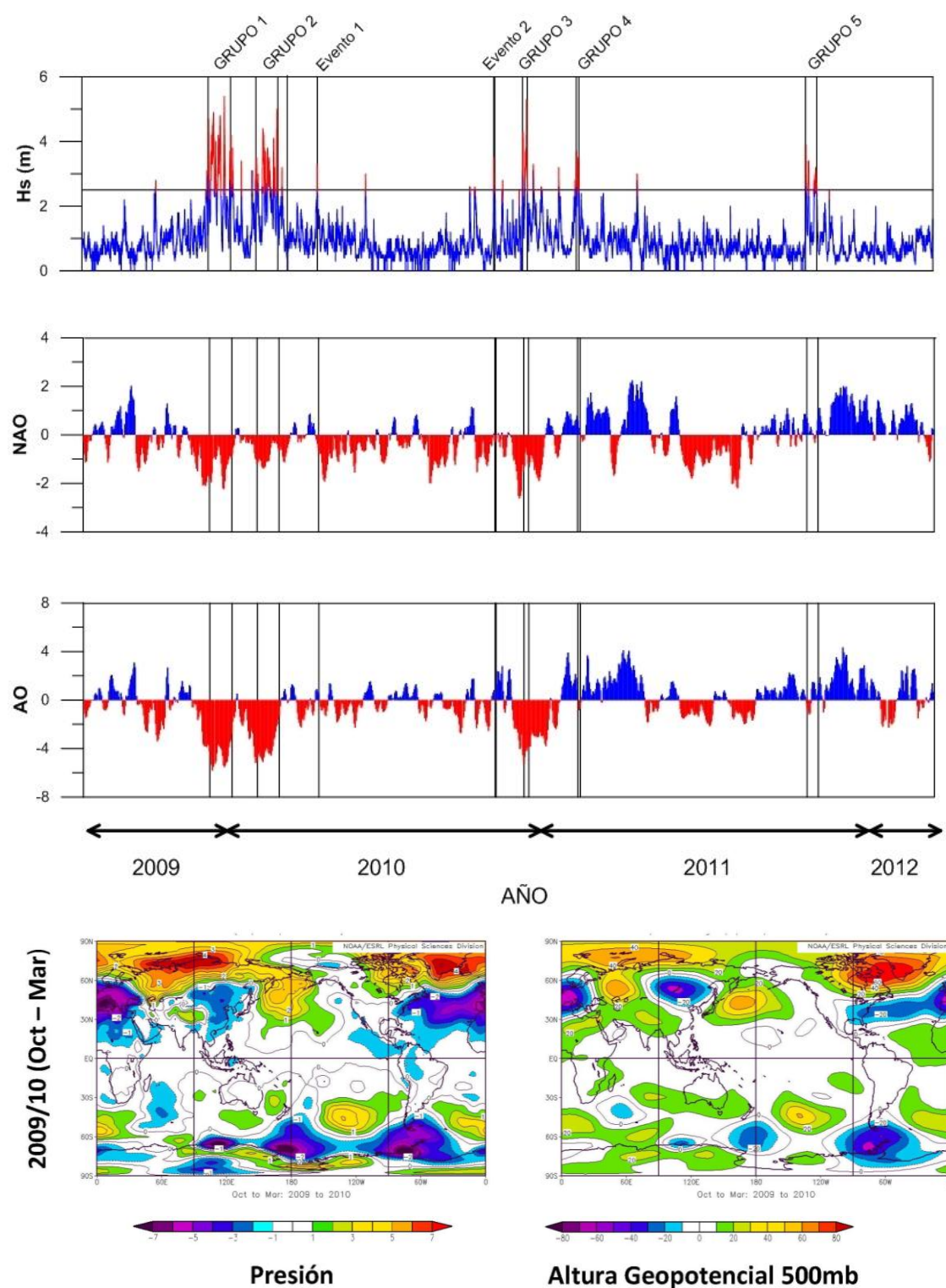


Figura 6.78. Valores diarios de: i) altura de oleaje, ii) Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y iii) Oscilación Ártica (AO), para el periodo 2009 -2012. Se observa claramente como los valores negativos de la NAO y AO están estrechamente ligados con la formación de evento extremos de oleaje. De igual forma se presentan la presión y alturas geopotenciales a 500mb observadas durante el invierno 2009-2010.

6.4.2 Relaciones existentes entre variables estudiadas

La mayoría de los modelos de playas propuestos trabajan con variables simples y fáciles de medir que son indicadores de la energía del oleaje incidente y del estado morfológico de la playa (Komar, 1998).

Las variables energéticas que permiten definir y caracterizar los eventos extremos de oleaje incluyen el *Storm Power Index* (SPI), Duración del temporal (D), *Wave Power* (Pw), Percentil 99 de oleaje (H_{s99}), Run- Up (R_2), e inundación costera. Entre las que representan las características propias de la playa destacan por un lado, las que describen el sedimento como el tamaño medio de grano (D_{50}) y la velocidad de caída de grano (W_s) y las que caracterizan morfológicamente la playa como el volumen (V), Cambios Verticales (Y) y Pendientes ($\tan \beta$).

La combinación empírica de estas variables da lugar a una serie de índices, generalmente descriptivos y semicuantitativos, que permiten caracterizar el comportamiento de la playa (King, 1972; Dean, 1973; Sunamura y Horikawa, 1974; Sunamura, 1989; Hsu y Wang, 1997; Benavente, 2000; Anfuso, 2001).

Dentro de este trabajo, para cada temporal y para cada grupo de temporales, se relacionaron entre si las variables energéticas y morfológicas calculadas, con el fin de determinar las diferencias en las respuestas de cada una de las cuatro playas estudiadas.

6.4.2.1 Relaciones existentes entre variables energéticas estudiadas

La principal variable energética empleada en este trabajo corresponde al *Storm Power Index* (SPI). Se podría esperar que el SPI influya directamente en otras variables de tipo energético como son la inundación costera (TSL) y el factor de erosividad (Er).

En la figura 6.79 se presenta la relación existente entre el SPI y el TSL (que es la sumatoria del descenso barométrico, del apilamiento debido al viento τ_s y el *Run up* R_2 , sin tener en cuenta la marea).

Se observa claramente que en las cuatro playas estudiadas los valores más altos de inundación siempre estuvieron asociados a los temporales con mayor energía (Figura 6.79). Así mismo, se observa que el estado morfodinámico y el grado de exposición de la playa al oleaje juegan un papel esencial dentro del proceso de inundación asociado a fenómenos temporales.

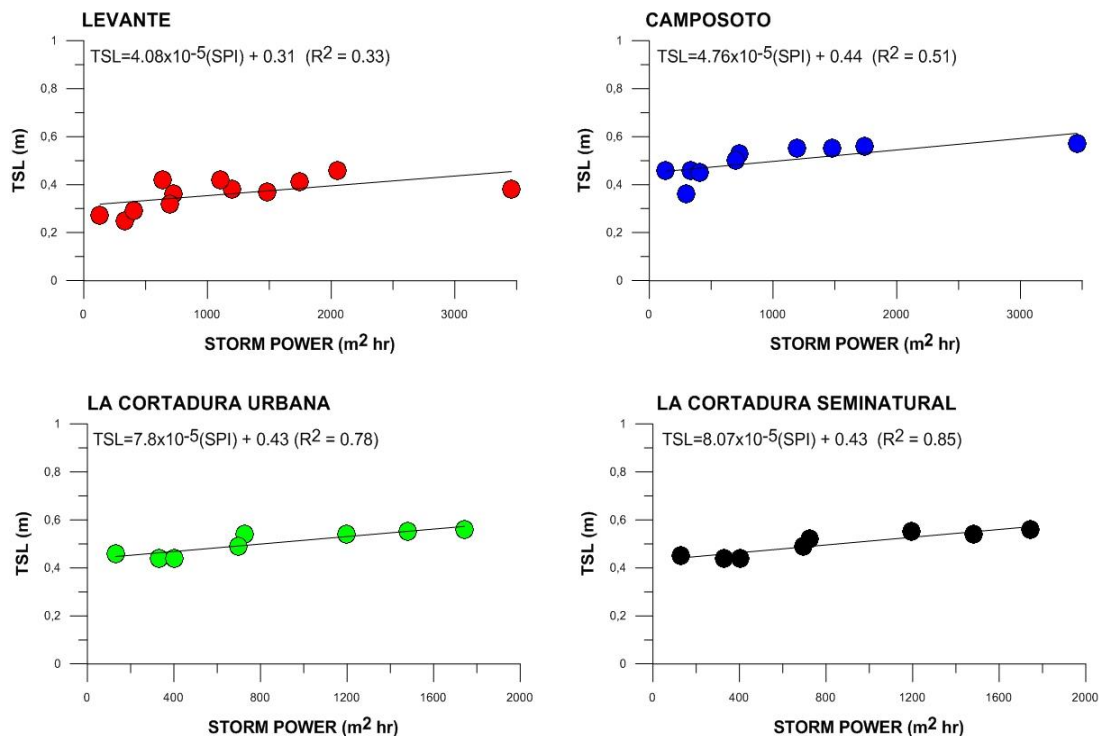


Figura 6.79. Relaciones existentes entre el *Storm Power Index* y el TSL (sumatoria del descenso barométrico, del apilamiento debido al viento τ_s y el *Run up* R_2 , sin tener en cuenta la marea). Se observa claramente que en aquellas playas con estados morfodinámicos disipativos a ultradisipativos, expuestas al oleaje, esta relación es mucho más directa.

En playas disipativas expuestas de forma directa a la acción del oleaje de temporal (como es el caso de La Cortadura Urbana y Seminatural) la correlación existente entre el SPI y el TSL ($R^2 = 0,78$ Urbana y $R^2 = 0,85$ Seminatural) es mucho más alta que la observada en la playa de Camposoto ($R^2 = 0,51$), que cuenta con el mismo grado de exposición pero que exhibe un estado morfodinámico intermedio (Figura 6.79).

Simultáneamente, en una playa resguardada, de estado morfodinámico disipativo, como lo es la playa de Levante (en la flecha de Valdelagrana) esta relación, aunque directa, presentó un valor de correlación mucho más bajo ($R^2 = 0,33$ - Figura 6.79).

Análisis similares para determinar este tipo de relaciones fueron efectuados en las costas del Mediterráneo español, el sur de China, el sur de Portugal y el Golfo de León en Francia por Mendoza y Jiménez (2009), Qi et al. (2010), Almeida et al (2012) y Gervais et al. (2012) respectivamente. Dentro de estos trabajos se encontró, que como sucede en la costa de Cádiz, el estado morfodinámico de la playa juega un papel fundamental en la inundación asociada a los eventos extremos de oleaje.

De todo lo anterior, se puede afirmar que en el proceso de inundación costera asociada a los eventos extremos de oleaje, juegan un papel fundamental la energía del temporal (reflejada por el *Storm Power Index*) así como el estado morfodinámico de la playa impactada y el grado de exposición de esta al oleaje.

Otra variable energética estudiada corresponde al factor de erosividad (E_r) el cual es indicativo del potencial erosivo de las olas incidentes. La relación existente entre el *Storm Power Index* (SPI) y el factor de erosividad (E_r) es presentada en la figura 6.80.

De la grafica se puede observar que el factor de erosividad (E_r) aumenta dependiendo del estado morfodinámico de la playa y su grado de exposición al oleaje. Así una playa disipativa resguardada como lo es la playa de Levante en Valdelagrana, ostenta un E_r menor que una playa intermedia y expuesta como Camposoto. Estas variaciones se deben a las diferencias que se dan en el oleaje que llega a la playa y en la velocidad de caída del sedimento propio de cada una de las playas estudiadas.

De igual forma se observa que, para temporales individuales, el *Storm Power* presenta una relación muy baja con el factor de erosividad, indicando así que los valores mayores de energía de temporal no necesariamente tendrán un mayor potencial erosivo dentro de una playa. Esta relación aumenta si son comparados los valores energéticos de los grupos de temporales con sus factores de erosividad asociados.

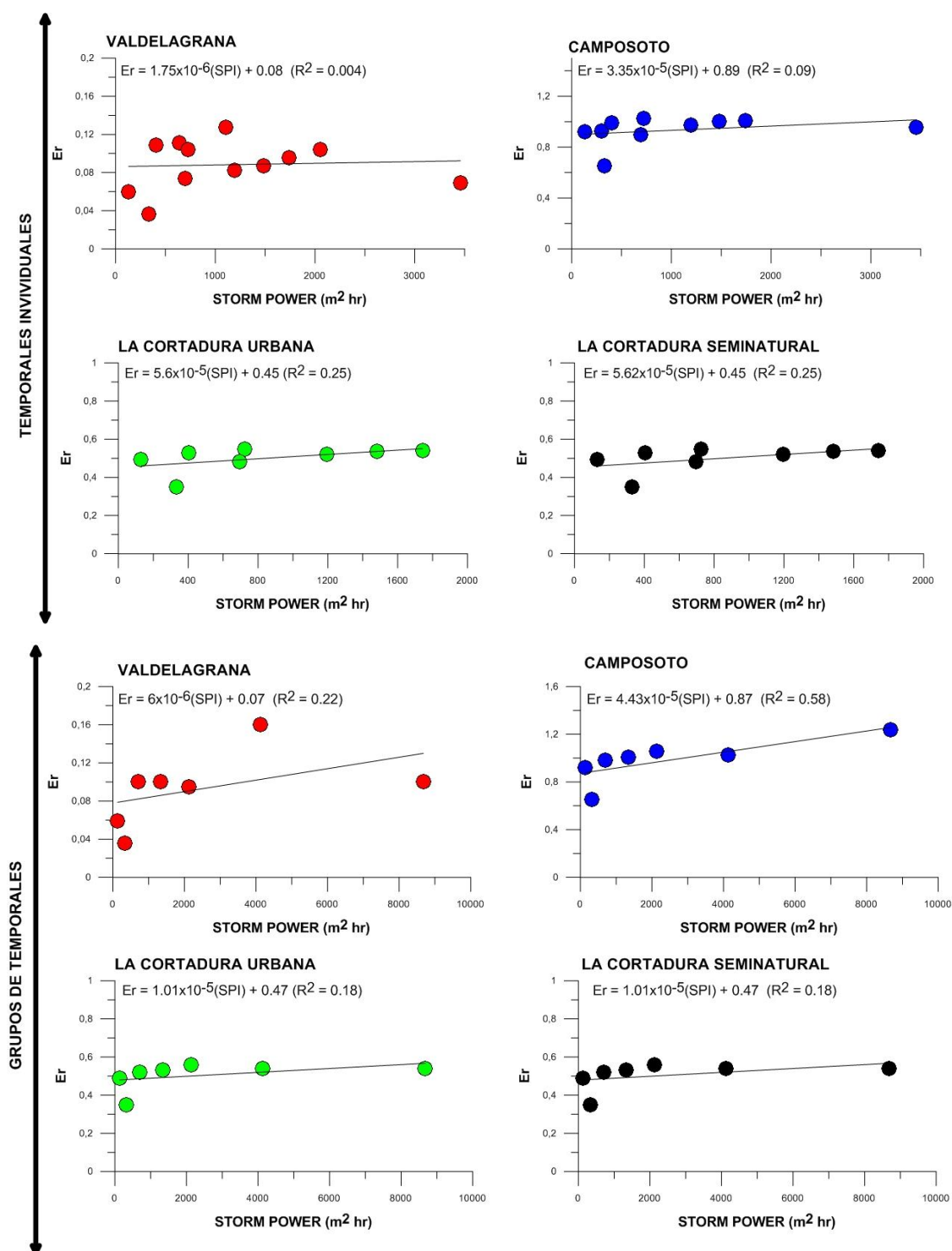


Figura 6.80. Relaciones existentes entre el *Storm Power Index* y el factor de erosividad definido por Benavente (2000) para temporales individuales. Se observa que solo en aquellas playas con estados morfodinámicos disipativos a ultradisipativos, expuestas al oleaje, la relación existente es mucho más directa.

Esto confirmaría lo observado por autores como Benavente (2000), Anfuso et al. (2007), Plomaritis et al. (2009), Rodríguez-Polo (2009), Rangel y Anfuso (2011) que indican que en las variaciones de la línea de costa y cambios morfológicos a lo largo de la costa de Cádiz, tiene una mayor influencia (mayor potencial erosivo) el desarrollo y sucesión de temporales individuales y grupos de temporales que la energía de cada uno de estos eventos.

6.4.2.2 Relaciones existentes entre variables morfológicas estudiadas

Dentro del estudio de la morfodinámica litoral se suele emplear la relación existente entre el volumen del perfil y las pendientes como indicador del estado de la playa (Carr et al., 1982; Thorn y Hall, 1991, Benavente et al., 2000; Anfuso, 2001).

Benavente y Reyes (1999) y Anfuso (2001) determinaron que, para el litoral gaditano, existe una moderada correlación entre los volúmenes del perfil y sus pendientes asociadas. En la figura 6.81 se presentan las relaciones existentes entre estas dos variables como respuesta a la intervención de temporales individuales y a grupos de temporales.

A partir de esta figura se puede confirmar la correlación presentada por los autores anteriormente mencionados. Así mismo, se puede ratificar que para las cuatro playas estudiadas se presenta una fuerte correlación entre las pendientes del intermareal alto y bajo y sus volúmenes asociados. Por otra parte, para casi todas las playas se presenta una relación inversa entre la pendiente y el volumen total de la playa.

De igual forma en la figura 6.81 se puede observar que la parte del perfil que mejor responde a los temporales (ya sean individuales o grupos) corresponde al intermareal alto. Hay una correlación más alta de estas dos variables morfológicas en playas intermedias como Camposoto (R^2 : 0,86) la cual va disminuyendo a medida que la playa va presentando un estado ultradisipativo (como es el caso de la Cortadura urbana con un R^2 : 0,11). La alta relación existente entre volumen y pendiente por encima del nivel medio del mar adquiere un mayor sentido si se tiene en cuenta que es en esta zona

donde los procesos de *surf* y *swash* actúan durante la mayor parte del tiempo cuando sucede un evento extremo de oleaje (Masselink y Short, 1993).

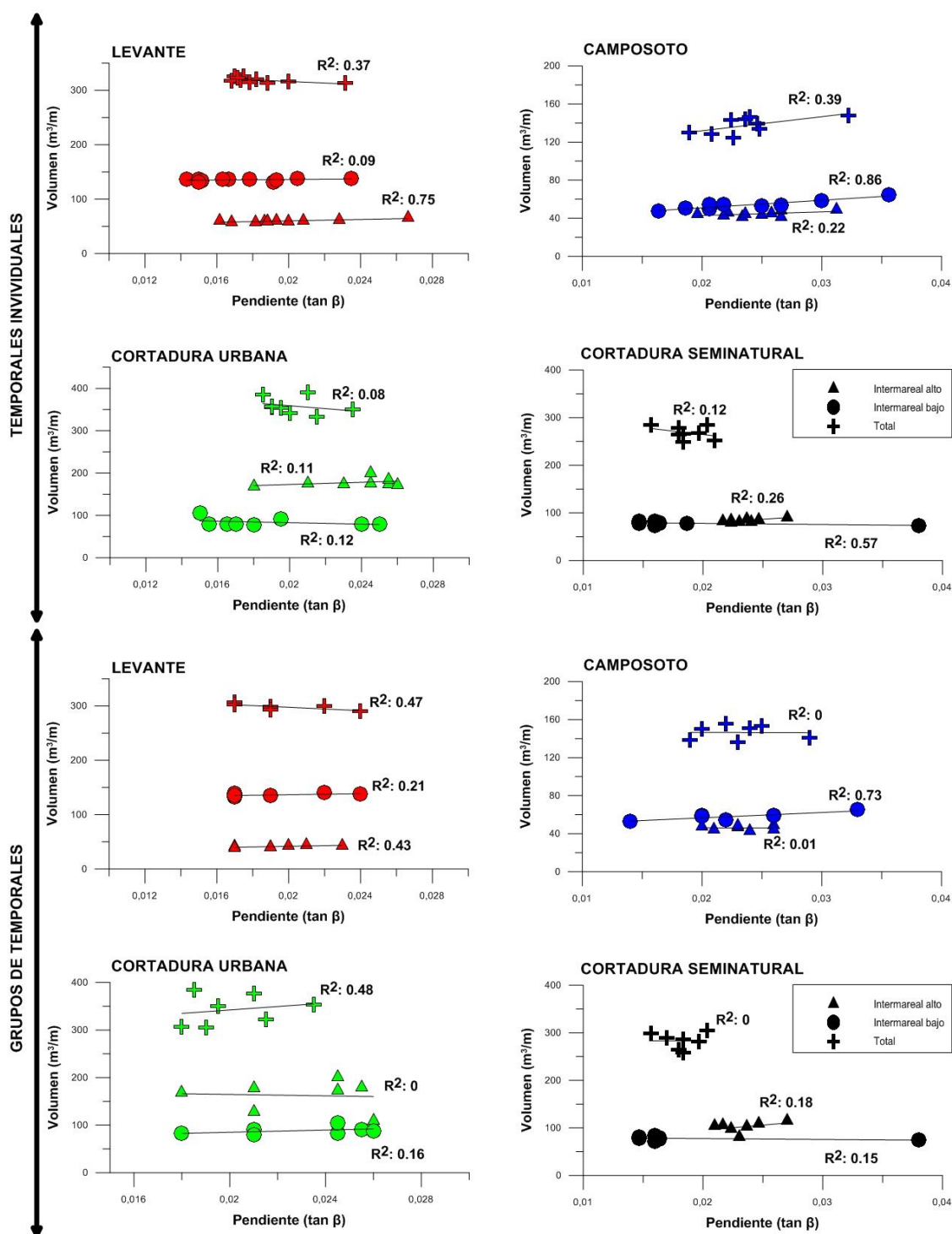


Figura 6.81. Relaciones existentes entre pendiente y volumen del intermareal alto, bajo y todo el perfil para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

De lo observado se podría afirmar que el crecimiento de las cuatro playas estudiadas tiene lugar durante condiciones de buen tiempo ($H_s < 2,5$ m), mediante la acumulación y formación de la berma, que conlleva a un aumento de la pendiente del intermareal alto. Inversamente, la intervención de los fenómenos temporales, trae consigo la disminución de los valores de la pendiente. Este tipo de comportamiento fue observado en playas similares por Carter (1988), Nordstrom y Jackson (1992), Castelle et al. (2007), Capo et al. (2009), Qi et al. (2010), Almeida et al. (2012), y en playas próximas por Benavente y Reyes (1999) y Anfuso et al. (2007).

Las buenas correlaciones encontradas dentro del intermareal alto pueden ser una herramienta estadística útil que ayudaría a determinar la respuesta volumétrica (RV) de esta parte específica del perfil ante los cambios de la pendiente asociados a los fenómenos temporales. Para esto se efectuaron regresiones lineales para cada una de las playas estudiadas obteniendo lo que sería un modelo numérico de respuesta volumétrica de las playas en función de la pendiente (Figura 6.81, formulas 6.5 - 6.8)

$$\text{RV Levante} = 649 (\tan \beta \text{ intermareal alto}) + 47 \quad (6.4)$$

$$\text{RV Camposoto} = 378 (\tan \beta \text{ intermareal alto}) + 35 \quad (6.5)$$

$$\text{RV La Cortadura Urbana} = 1296 (\tan \beta \text{ intermareal alto}) + 147 \quad (6.6)$$

$$\text{RV La Cortadura Seminatural} = 1700 (\tan \beta \text{ intermareal alto}) + 44 \quad (6.7)$$

6.4.2.3 Relaciones existentes entre variables energéticas y morfológicas

Las figuras 6.82 - 6.96 ilustran las relaciones existentes entre las variables energéticas calculadas que incluyen el *Storm Power*, Energía de oleaje, TSL, la Inundación costera, el factor de erosividad del oleaje y el volumen, los cambios verticales y pendiente del perfil de cada una de las playas estudiadas.

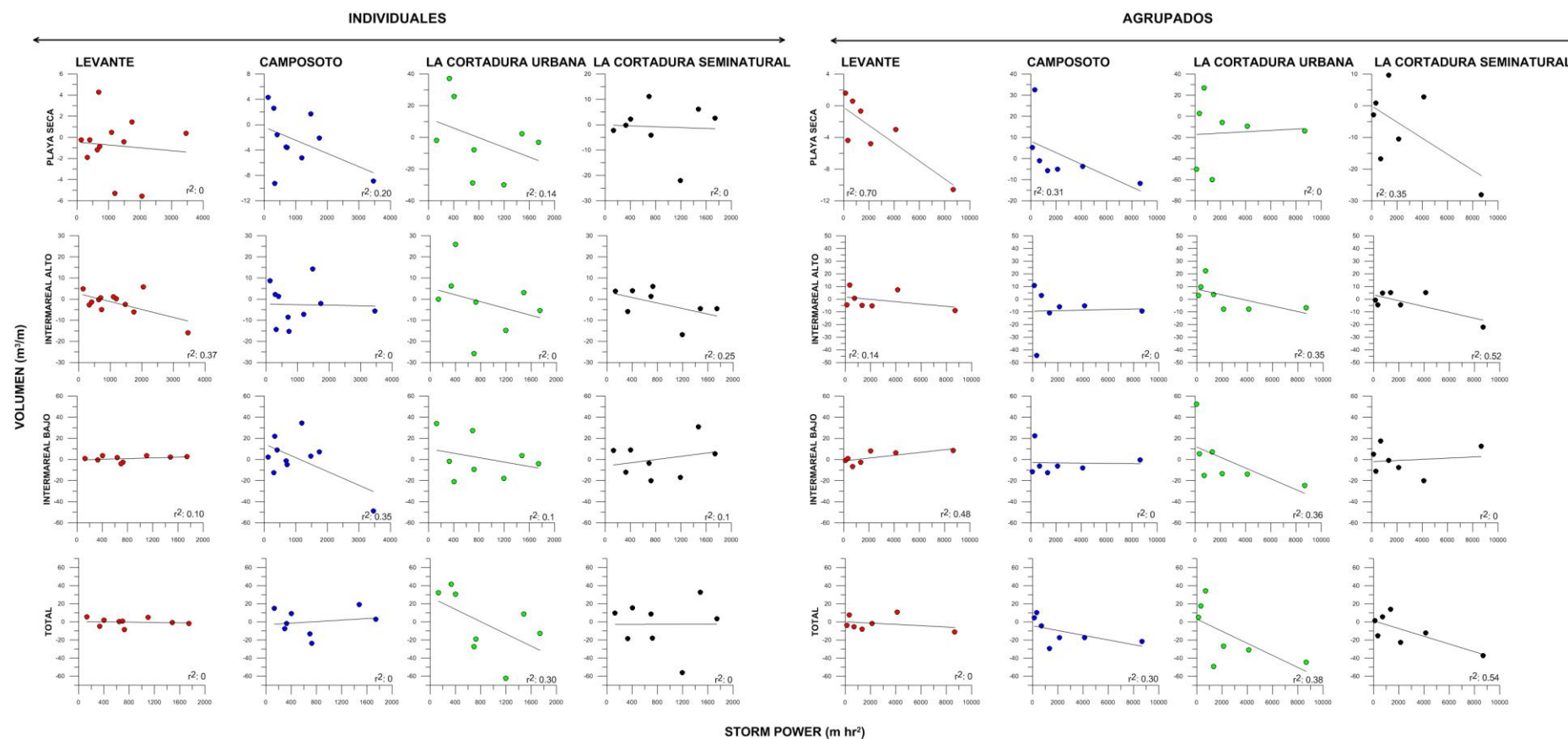


Figura 6.82. Relaciones existentes entre el volumen de la playa seca, el intermareal alto y el bajo, todo el perfil y el *Storm Power* para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

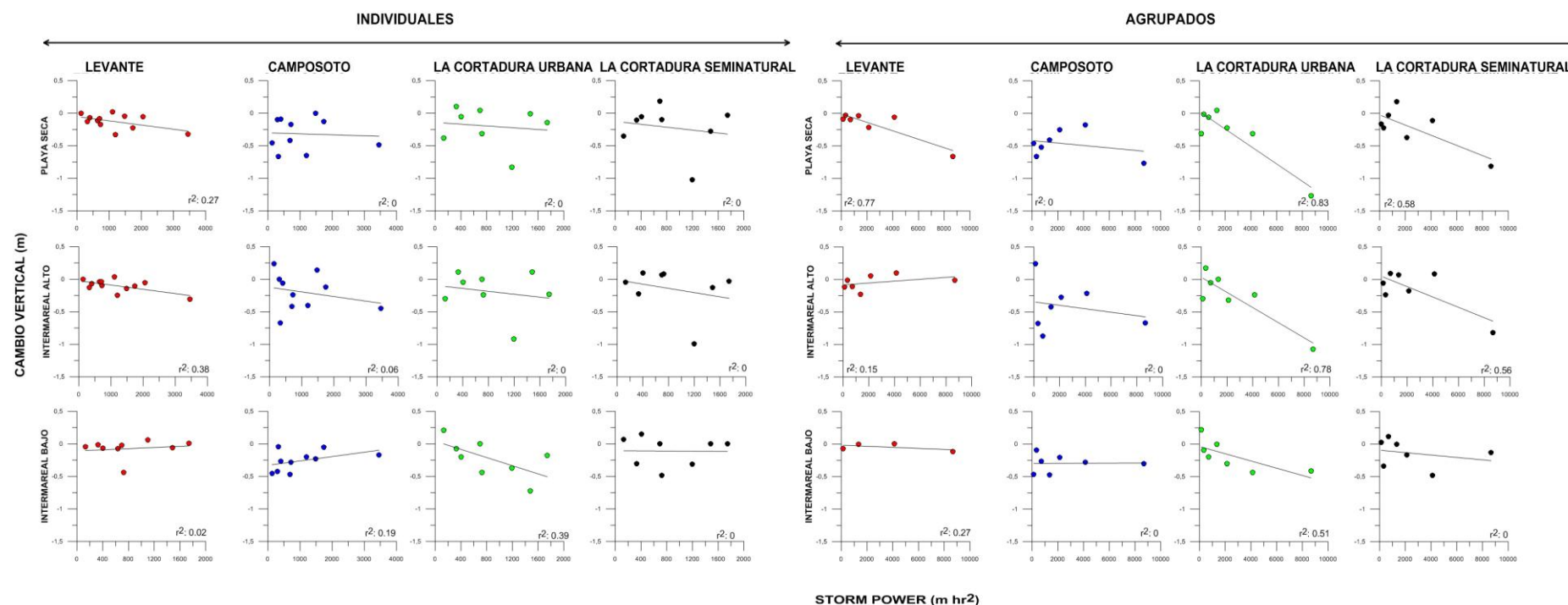


Figura 6.83. Relaciones existentes entre los cambios verticales observados en la playa seca, el intermareal alto y el bajo y el *Storm Power* para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

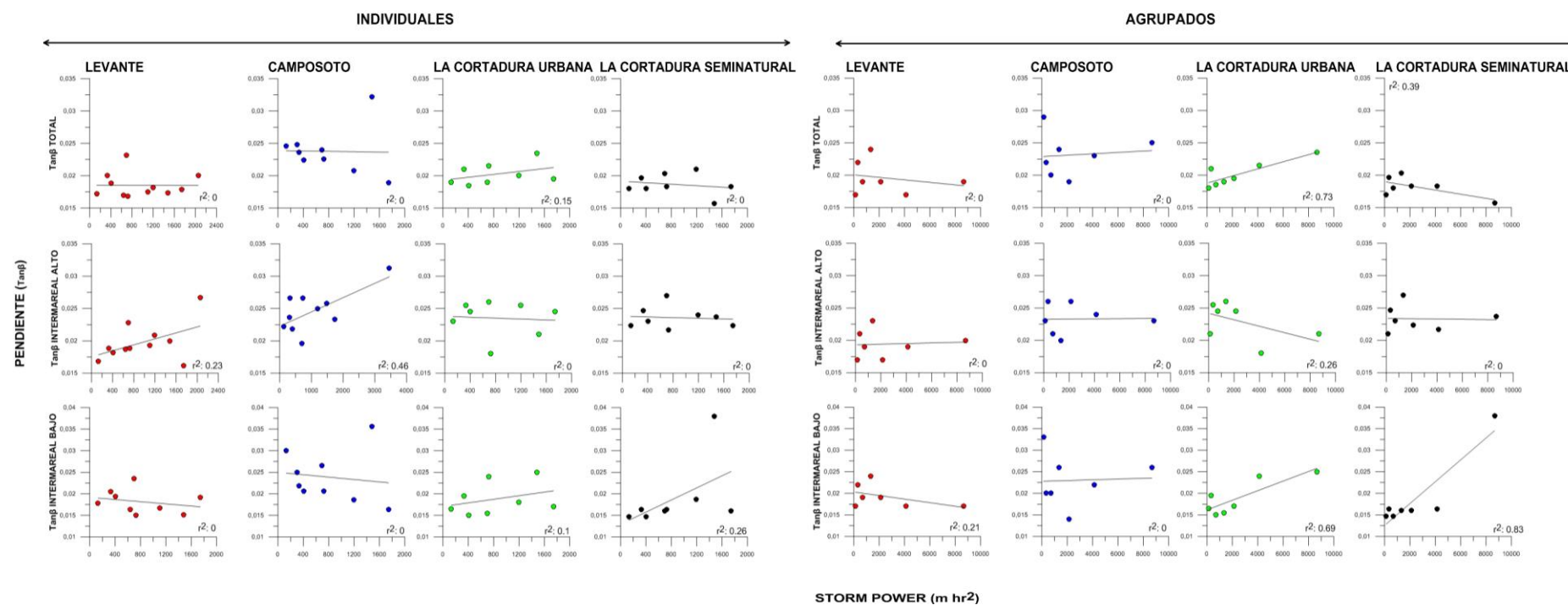


Figura 6.84. Relaciones existentes entre la pendiente total observada, la pendiente del intermareal alto y del bajo y el *Storm Power* para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

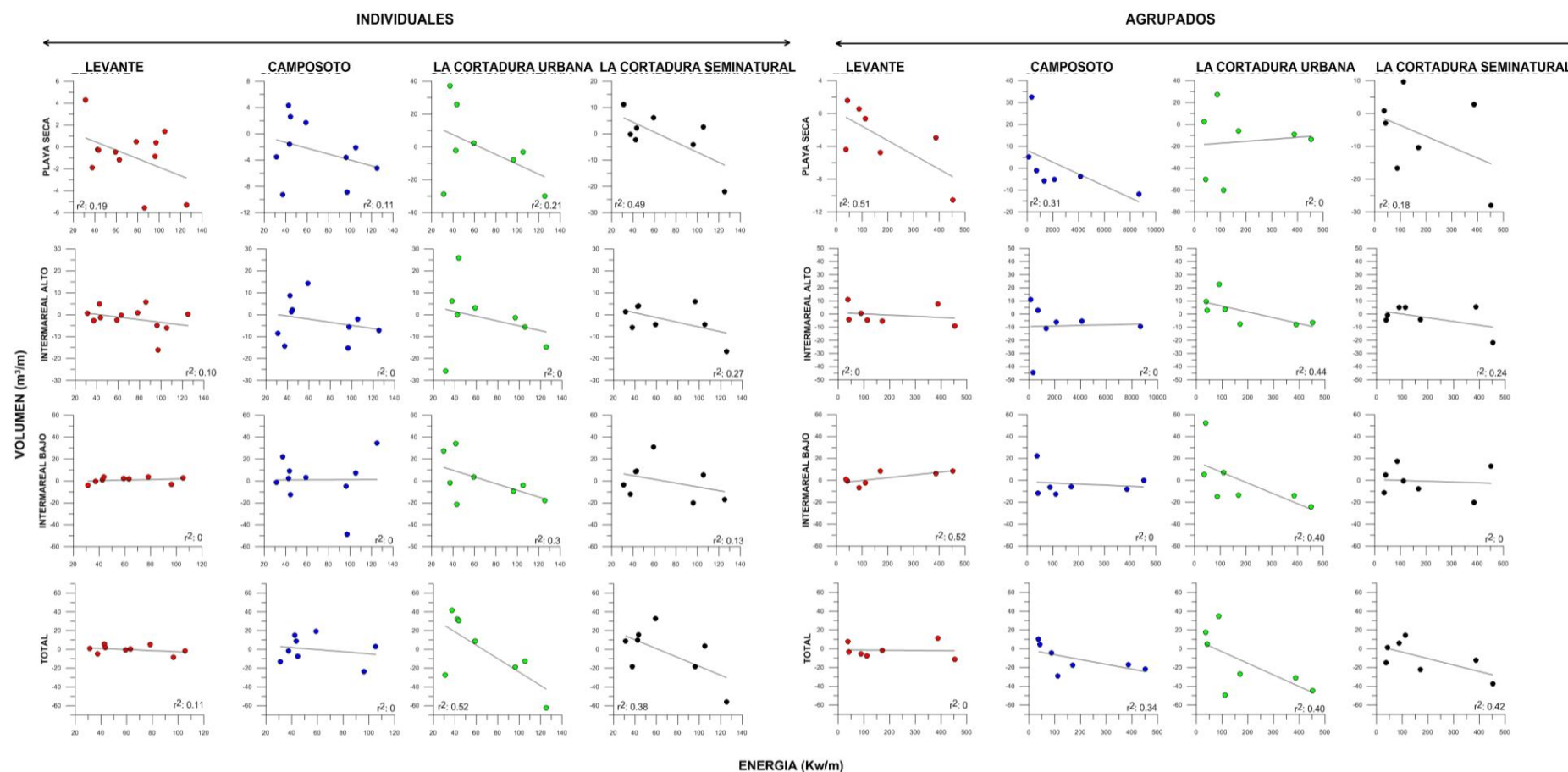


Figura 6.85. Relaciones existentes entre el volumen de la playa seca, el intermareal alto y el bajo, todo el perfil y la energía para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

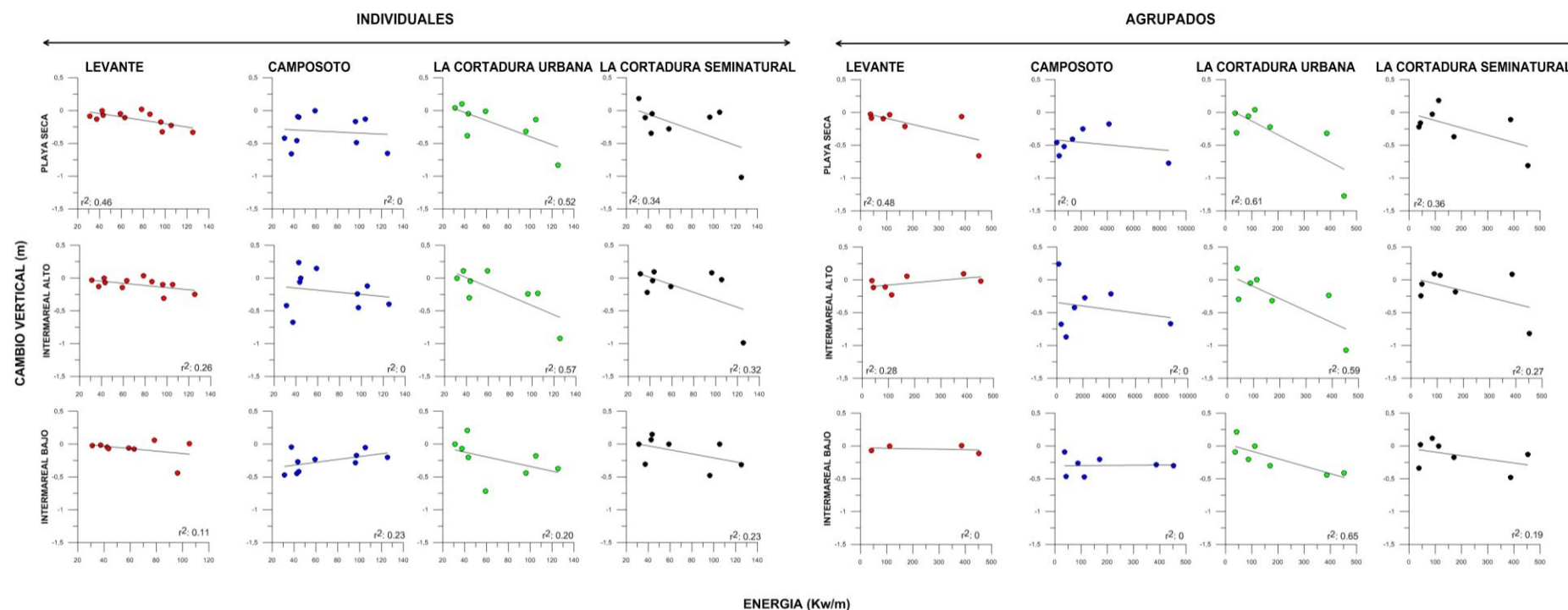


Figura 6.86. Relaciones existentes entre los cambios verticales observados en la playa seca, el intermareal alto y el bajo y la energía para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

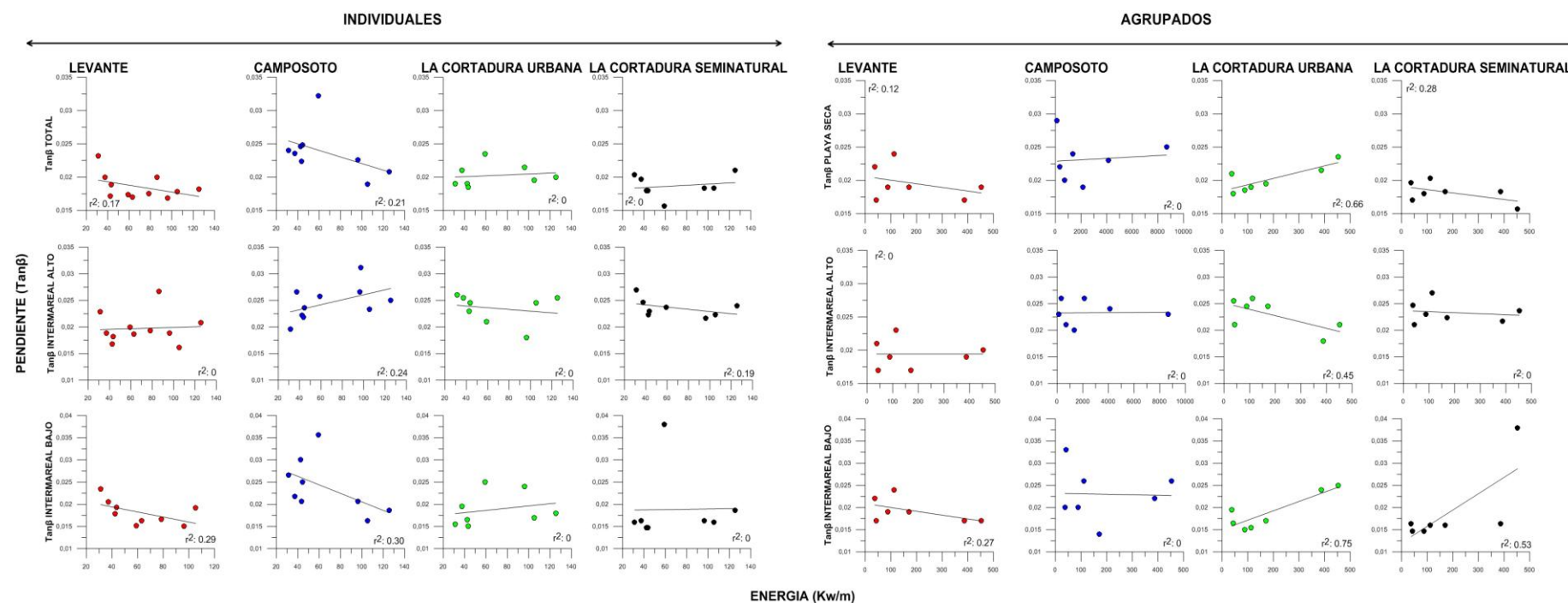


Figura 6.87. Relaciones existentes entre la pendiente total observada, la pendiente del intermareal alto y del bajo y la energía para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

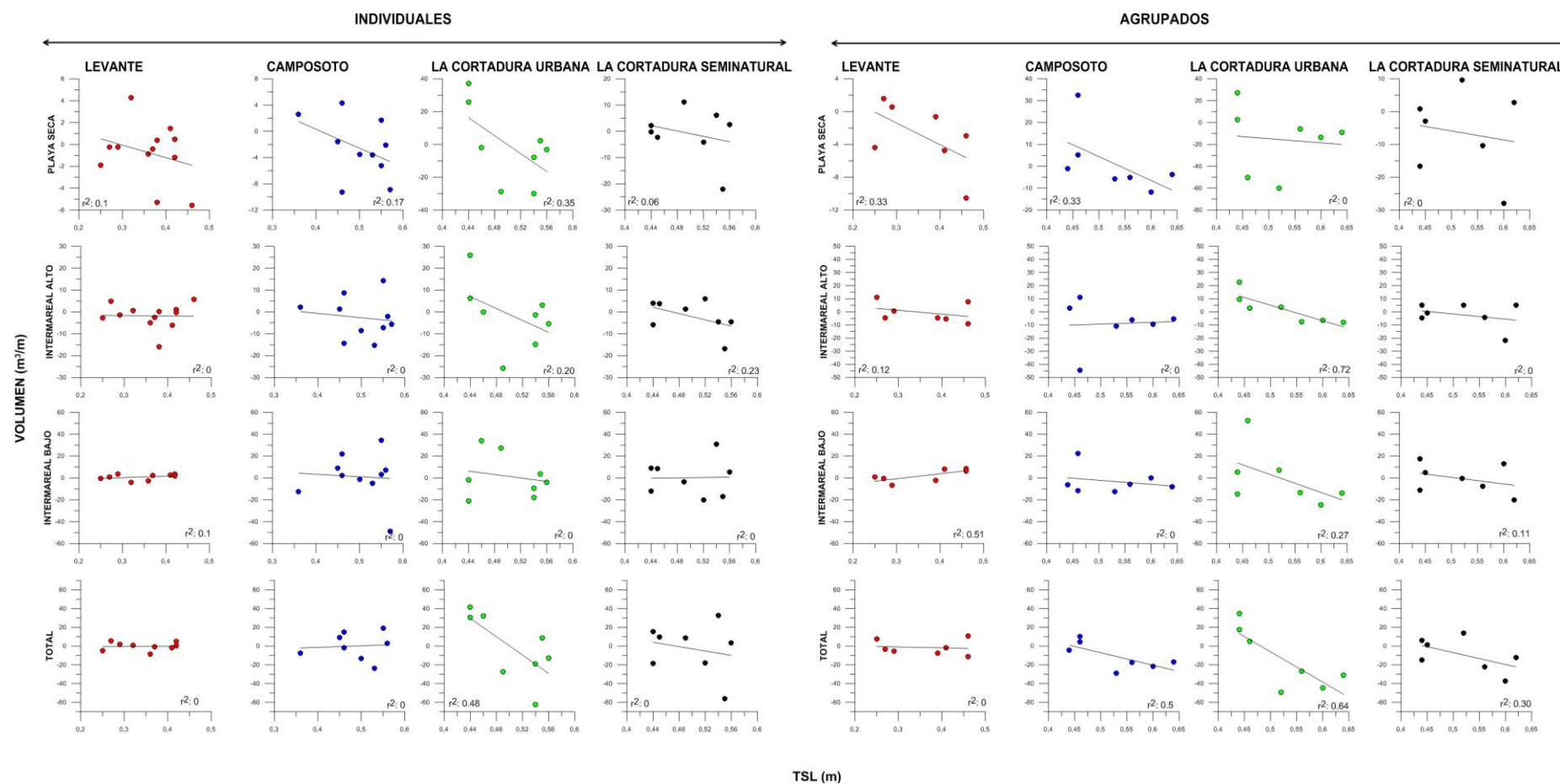


Figura 6.88. Relaciones existentes entre el volumen de la playa seca, el intermareal alto y bajo, todo el perfil y el TSL para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

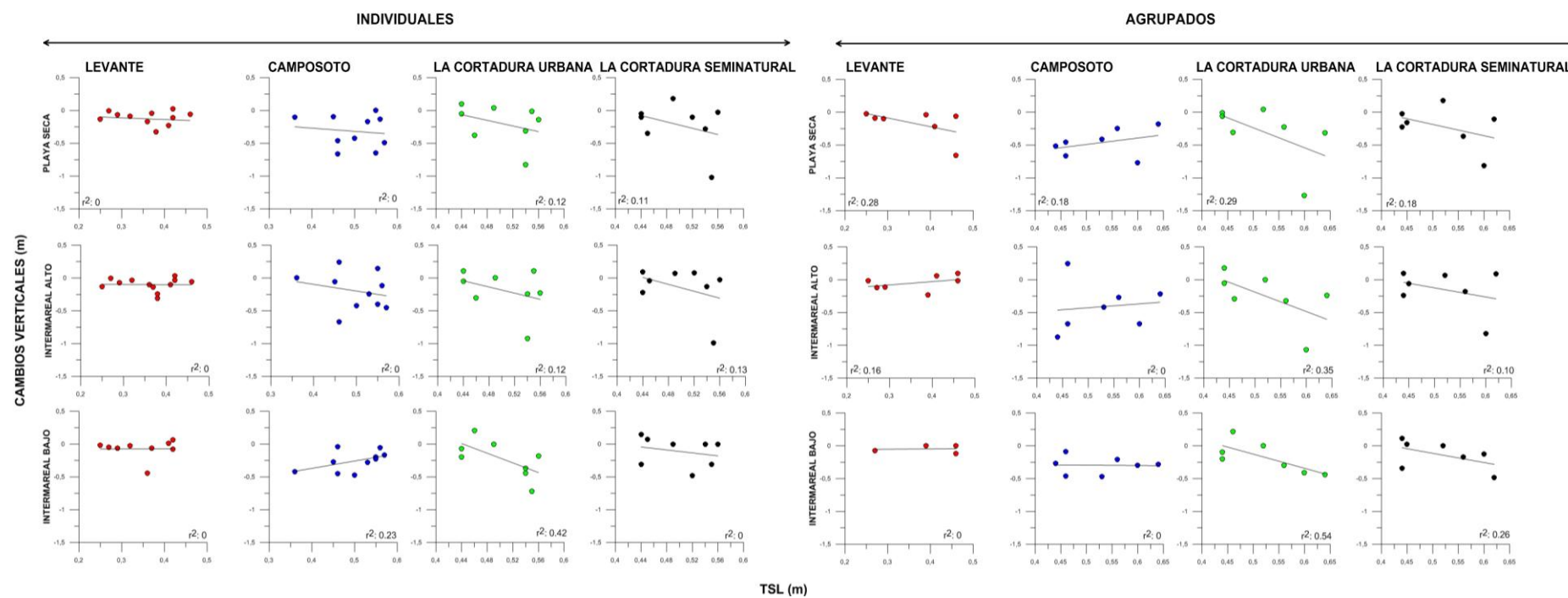


Figura 6.89. Relaciones existentes entre los cambios verticales observados en la playa seca, el intermareal alto y bajo y el TSL para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

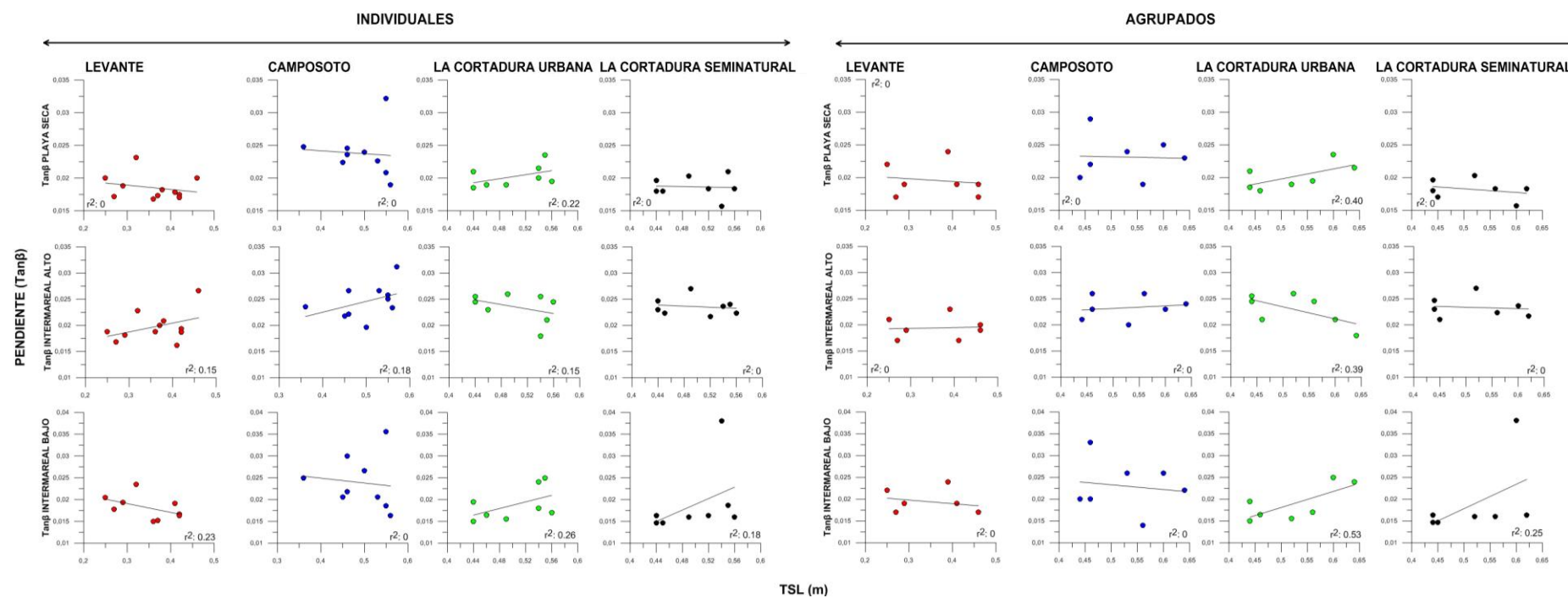


Figura 6.90. Relaciones existentes entre la pendiente total observada, la pendiente del intermareal alto y del bajo y el TSL para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

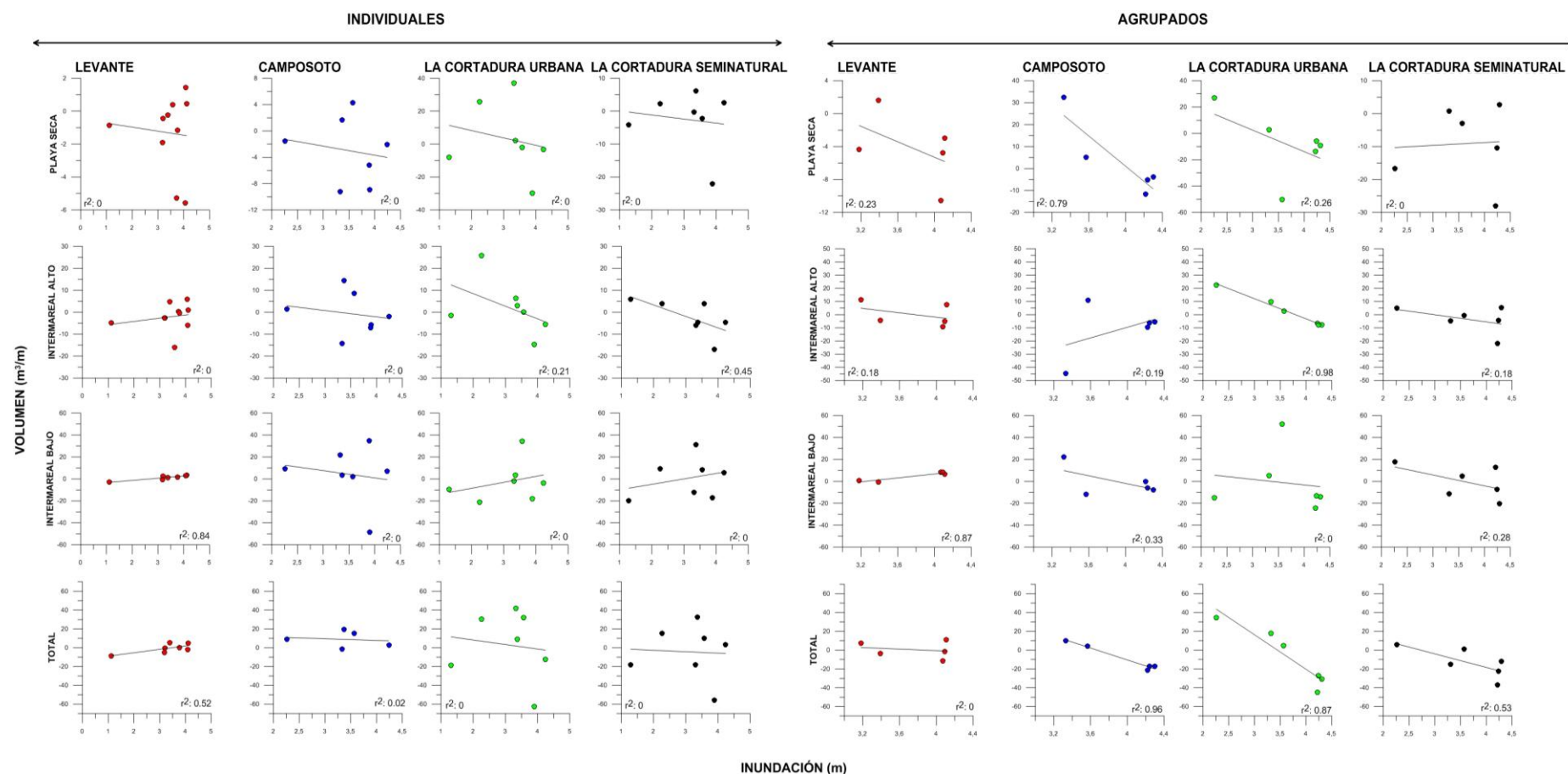


Figura 6.91. Relaciones existentes entre el volumen de la playa seca, el intermareal alto, intermareal bajo, todo el perfil y la inundación costera para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

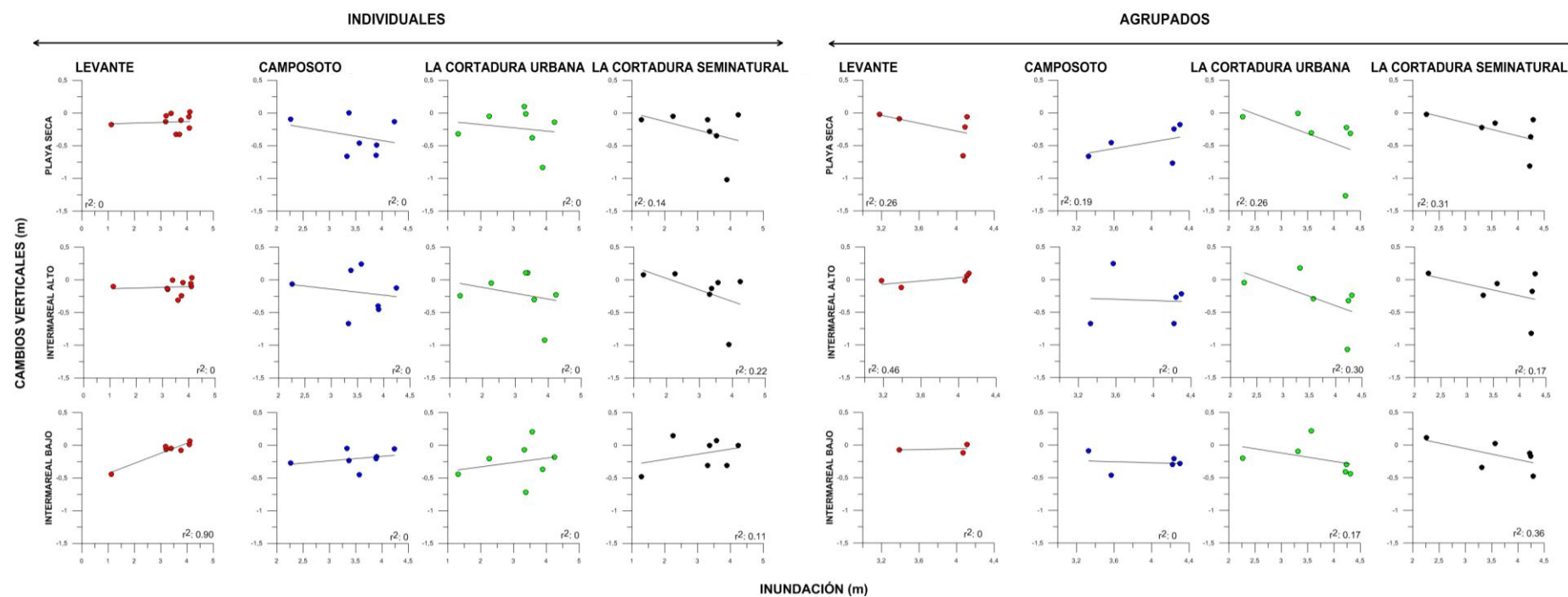


Figura 6.92. Relaciones existentes entre los cambios verticales observados en la playa seca, el intermareal alto, intermareal bajo y la inundación costera para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

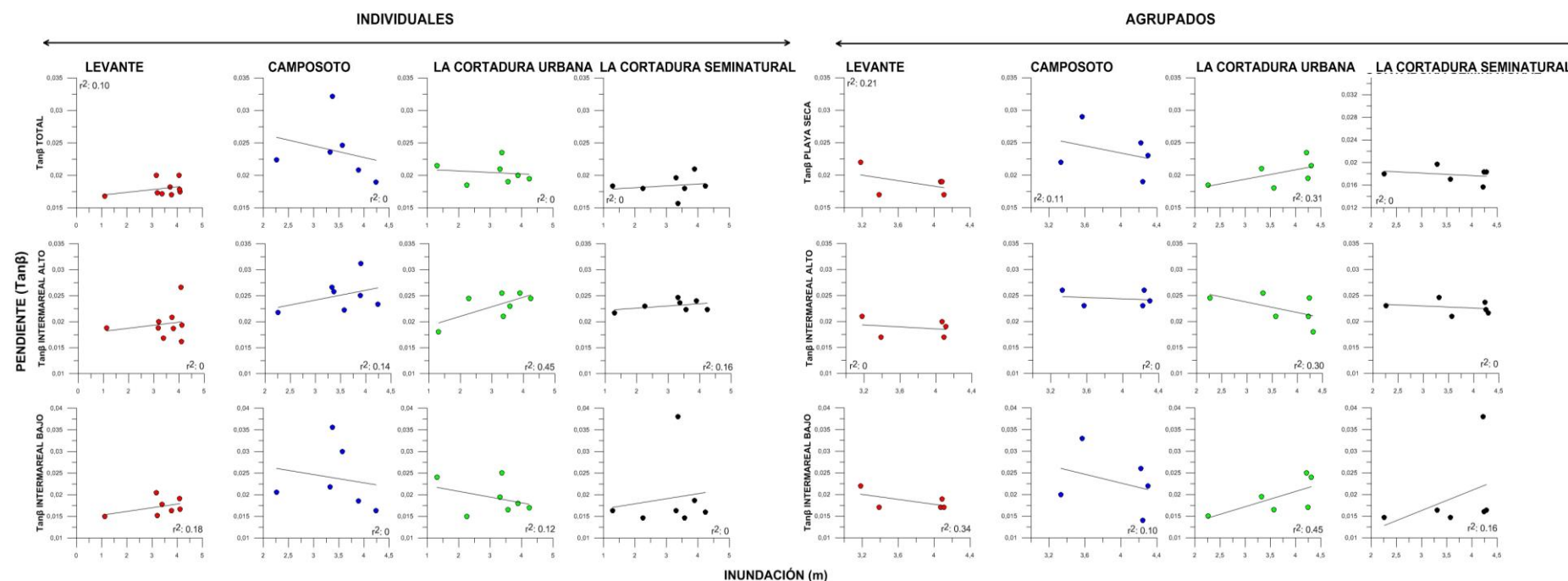


Figura 6.93. Relaciones existentes entre la pendiente total observada, la pendiente del intermareal alto y bajo y la inundación costera para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

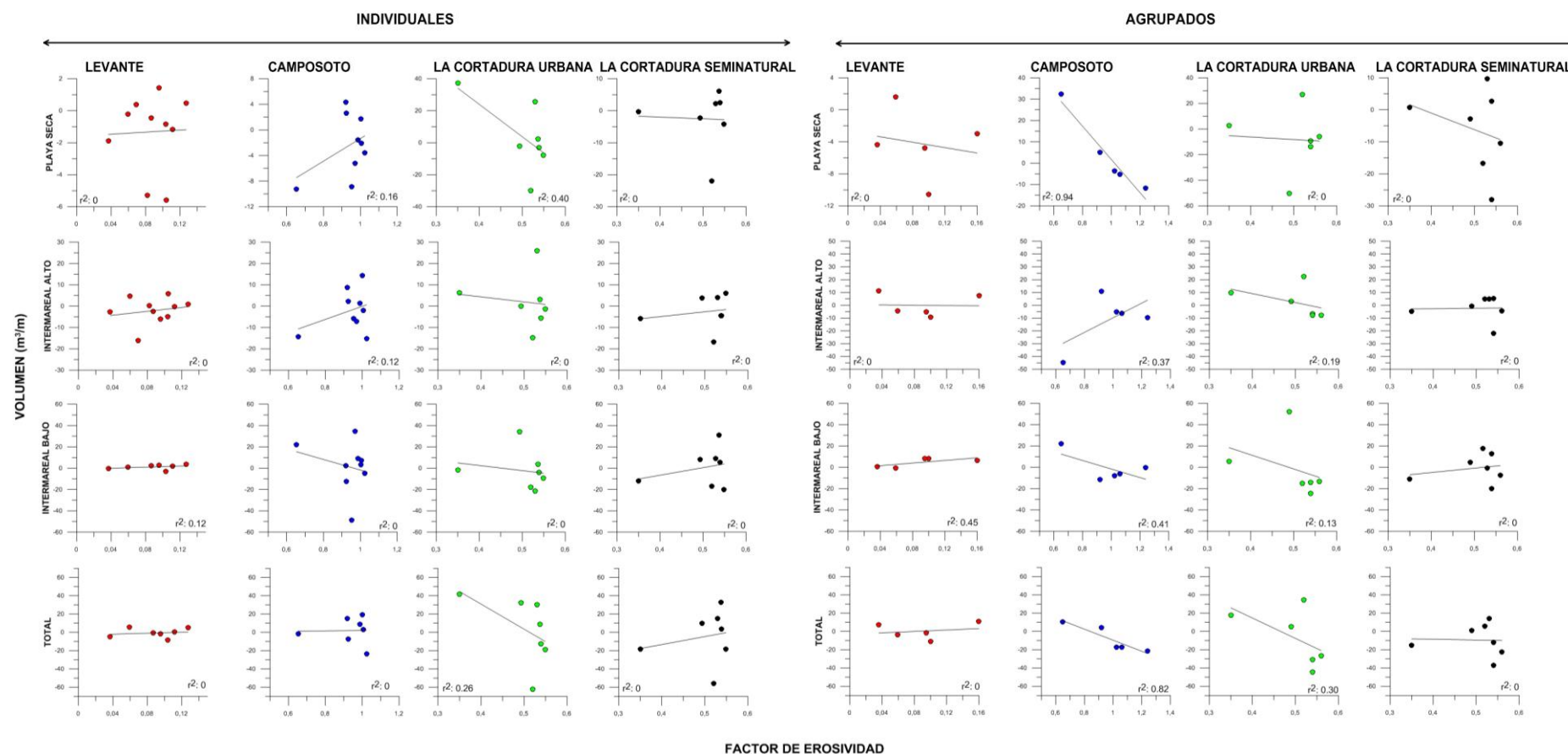


Figura 6.94. Relaciones existentes entre el volumen de la playa seca, el intermareal alto y bajo, todo el perfil y el factor de erosividad para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

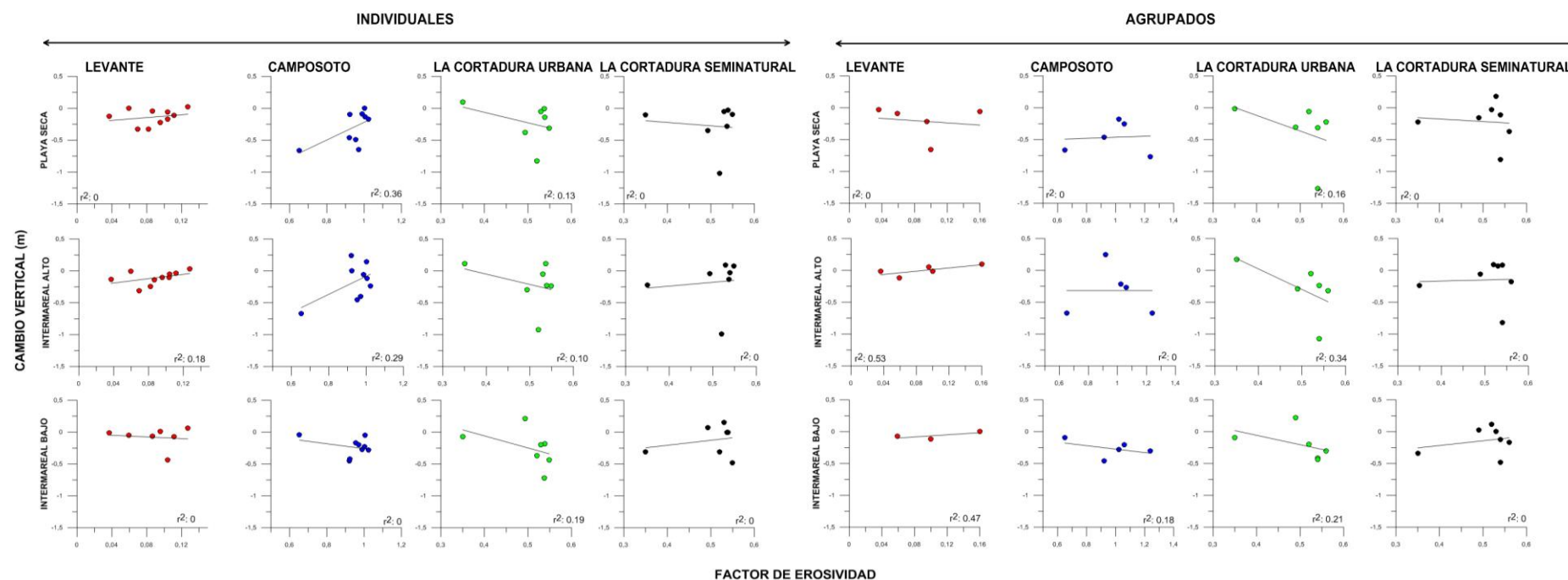


Figura 6.95. Relaciones existentes entre los cambios verticales observados en la playa seca, el intermareal alto, intermareal bajo y el factor de erosividad para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

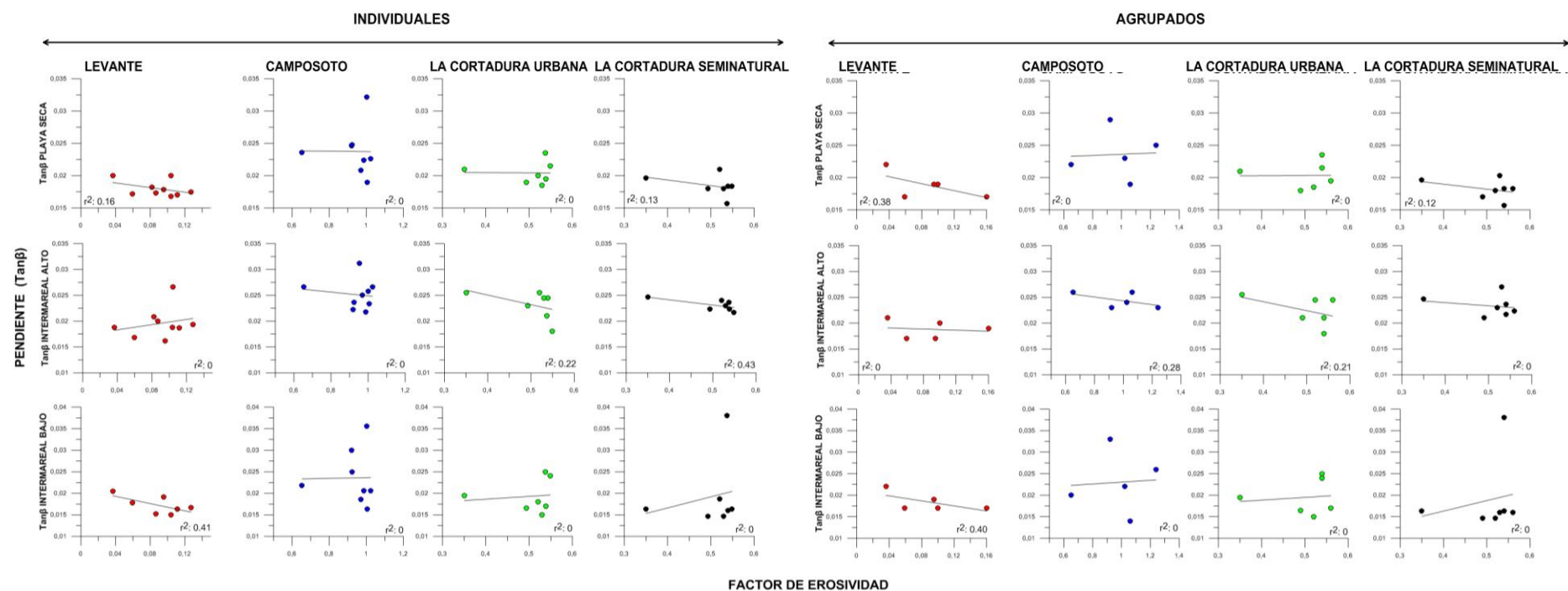


Figura 6.96. Relaciones existentes entre la pendiente total observada, la pendiente del intermareal alto, intermareal bajo y la inundación costera para las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura (urbana y seminatural).

La determinación del grado de influencia de los temporales de oleaje en los cambios morfológicos a corto plazo de las zonas litorales ha constituido siempre un tema de gran interés para los geomorfólogos costeros. En los últimos 30 años, los trabajos realizados por Southgate y Capobianco (1997), Ferreira (2005), Vousdoukas et al. (2011), Rangel y Anfuso (2011), entre otros, determinaron que en la evolución de los sistemas litorales, la continuidad – sucesión en la intervención de los temporales puede ser más importante que la energía misma del oleaje asociada a un determinado evento.

Del mismo modo, autores como Lee et al. (1998), Castelle et al. (2007) y Almeida et al. (2012) concluyeron que secuencias continuas de temporales individuales y grupos de temporales pueden tener una mayor influencia en la evolución a corto plazo de una zona litoral y ser más dañinos que muchos eventos extremos de oleaje separados en el tiempo.

Los datos presentados a lo largo de este capítulo (que han sido resumidos en las Figuras 6.82 - 6.96) confirman que existe algún tipo de relación entre los parámetros de oleaje y la amplitud de la respuesta morfológica. Sin embargo, no pudieron ayudar a establecer de forma clara una relación directa entre cualquiera de las variables energéticas calculadas (tanto para eventos individuales como grupos) y los cambios morfológicos (ya sean erosivos o acumulativos) observados en las playas de Cádiz (Figuras 6.82 - 6.96). Esto puede deberse a variables difíciles de controlar como el aumento de pendientes asociados a procesos de formación de escarpes, importancia del transporte longitudinal, aportes sedimentarios desde tierra e incluso fallos en la metodología de seguimiento, como por ejemplo en el espaciado temporal de los levantamientos.

El *Storm Power Index* y la Energía del oleaje son las dos variables que tienen mayor influencia en los cambios volumétricos, morfológicos verticales y de pendiente en las playas de estados morfodinámicos disipativos a ultradisipativos como lo son la playa de Levante y La Cortadura (siendo La Cortadura urbana la que mejor responde - Figuras 6.82 - 6.87). En estas playas, valores altos de *Storm Power* y Energía de oleaje

produjeron cambios significativos en el volumen (hasta $-40 \text{ m}^3/\text{m}$), la altura (hasta -1 m) y pendiente (hasta $\tan \beta = 0.033$). Asimismo se pudo determinar que las zonas del perfil más sensibles a estas dos variables energéticas correspondieron a la playa seca y a la parte alta del intermareal alto.

En todas las playas estudiadas se observó una relación más alta entre el *Storm Power* - Energía y las variaciones morfológicas asociadas a la intervención de grupos de temporales y no de temporales individuales con altos valores energéticos.

Las variables energéticas asociadas a la inundación costera (TSL e Inundación) mostraron una relación directamente proporcional a los cambios morfológicos (Figuras 6.88 - 6.93). Esto significa que a mayor valor de TSL o Inundación, mayor fue el cambio morfológico observado. Al igual que con el *Storm Power* y la Energía del oleaje, la respuesta de la playa fue mucho más alta frente al impacto de grupos de temporales que a temporales individuales. A su vez esta respuesta estuvo directamente relacionada con el estado morfodinámico de la playa.

Dentro de las cuatro playas estudiadas (principalmente en las playas disipativas), la zona del perfil que mejor respondió a los cambios del TSL e inundación fue la playa seca y la parte superior del intermareal alto (Figuras 6.88 - 6.93). La correlación encontrada podría explicar la predisposición que presentan las playas disipativas a bascularse como respuesta a la actuación de un temporal o de un grupo de temporales, siempre que estas playas tengan exceso de sedimento. Dentro de las playas disipativas estudiadas fue muy común observar, después de un evento extremo de oleaje, la pérdida de sedimento en la parte superior del perfil y la posterior acumulación por debajo del nivel medio del mar.

Comportamientos similares de estas variables fueron observados por Dolan y Davis (1992) en la costa Atlántica de los Estados Unidos, Esteves et al. (2012) en la costa de Sefton (Inglaterra), Gervais et al. (2012) en el Golfo de Leones (Francia), Del Rio et al. (2012) en el Golfo de Cádiz y Corbella y Stretch (2012) en Sudáfrica.

El factor de erosividad fue una variable energética que solo presentó cierta correlación en la playa de Camposoto (Figura 6.94 -6.96). En esta playa estados de alta erosividad del oleaje incidente durante el temporal o grupos de temporales, dieron lugar a cambios altos en la vertical y volúmenes de sedimento, así como a mayores pendientes. En el resto de las playas esta variable tuvo valores de correlación iguales a cero, lo cual podría indicar algún grado de restricción de uso de esta variable según el estado morfodinámico de la playa.

Las relaciones entre volumen, variación vertical, pendiente y factor de erosividad del oleaje, suelen ser bastante mejores en comparación a las demás en cuanto a que este parámetro, indicativo del potencial erosivo de las olas incidentes, está resaltando el papel de la altura de ola en costas de baja energía (como es la costa gaditana), reduciendo la importancia del periodo que al parecer es poco significativo.

Los datos obtenidos en este trabajo coinciden con lo establecido por Benavente et al. (2000) y Qi et al. (2010) quienes determinaron que leves aumentos en la erosividad del oleaje podrían inducir a cambios significativos en playas intermedias - reflectivas. De igual forma estos autores establecieron para playas de Cádiz y del sur de China, que cambios importantes en el factor de erosividad son responsables de cambios leves en playas con estados morfodinámicos disipativos a ultradisipativos.

Las bajas relaciones obtenidas entre variables energéticas y morfológicas para las playas de la ciudad de Cádiz confirman la teoría de Cooper et al. (2004) la cual señala la existencia de una mayor susceptibilidad de playas con estados morfológicos intermedios - reflectivos a cambios bruscos en los regímenes de oleaje.

Todas las playas investigadas, a pesar de su estado morfodinámico, presentan un comportamiento estacional similar. Mostraron una berma bien desarrollada al final del verano (octubre) que experimentó erosión significativa (pérdida parcial u total) asociada a la llegada de los primeros temporales durante el otoño (Figura 6.97). Estos primeros temporales favorecieron la acumulación de material por debajo del nivel medio del mar (dependiendo de la intensidad de la erosión y morfología previa al

temporal) de acuerdo al mecanismo de pivoteo del perfil descrito por Jackson y Nordstrom (1992). Como resultado de los procesos de erosión se pudo observar una transición de un perfil escarpado de verano a un perfil de invierno, más plano (Figura 6.97).



Figura 6.97. Cambios morfológicos observados en la playa de Levante durante el invierno 2009 - 2010.

Posteriormente, durante los meses de diciembre y enero, eventos energéticos sucesivos produjeron una mayor erosión. Como consecuencia de esto los valores de pendiente disminuyeron y los cambios morfológicos observados fueron significativos (perdida de hasta $40 \text{ m}^3/\text{m}$ de sedimento en el perfil, disminución en altura de hasta -1,3 m, erosión del frente de duna superior a 20 m - Figura 6.97). Estudios realizados por Reyes et al. (1996, 1999), Ballesta et al. (1998) y Rangel y Anfuso (2011) en inviernos previos al de 2009/2010 en playas de la ciudad de Cádiz, mostraron el mismo tipo de respuesta morfológica observado en este trabajo.

Con lo anterior se podría asegurar que los cambios morfológicos más importantes en las playas de Cádiz suelen presentarse de la siguiente forma:

- Erosión en el intermareal alto - playa seca y acumulación de material por debajo del nivel medio del mar (pivoteo), asociados al impacto de los primeros temporales (usualmente débiles - moderados) durante los meses de octubre y noviembre.
- Erosión en la playa seca, playa trasera y dunas asociados al impacto de temporales severos a extremos durante los meses de diciembre y enero.

A lo largo del litoral investigado, la secuencia de los temporales (más que el agrupamiento) y la morfología preexistente en la playa adquieren una gran importancia en el sentido que los primeros temporales (caracterizados por ser los menos energéticos) son capaces de producir cambios morfológicos importantes. Eventos sucesivos más energéticos (que por lo general se dan entre diciembre y enero) son capaces de llegar a la playa trasera causando escarpes en dunas y/o daños en la costa, indicando así la alta susceptibilidad de la costa gaditana a eventos de baja energía e incluso a condiciones normales de oleaje que tengan lugar cuando la playa se encuentra ya en un estado erosivo.

Lo anteriormente mencionado coincide con lo postulado por Forbes et al. (2004) quien sugirió que la destrucción de dunas y el desarrollo de abanicos de desbordamiento pueden hacer que la costa sea más susceptible a eventos temporales subsecuentes (incluso si estos son de menor intensidad) si el intervalo de tiempo entre temporales o grupos de temporales no es suficiente para la recuperación de la zona litoral.

Así la vulnerabilidad de la costa a la erosión producida por los temporales puede incrementarse significativamente como consecuencia de los temporales individuales, sugiriendo, de esta forma, la importancia del agrupamiento de los temporales en los procesos erosivos del litoral dentro de escalas de tiempo que van desde semanas a años.

Esta hipótesis fue reforzada por Ferreira (2005), quien afirmó que la vulnerabilidad a la acción de los temporales de oleaje depende parcialmente de la diferencia entre la frecuencia del evento y el período de recuperación de la playa. Esto significaría que la

erosión de la playa tiende a incrementar cuando la frecuencia de los temporales excede el período de recuperación de la playa para eventos individuales (Morton et al., 1995).

En este trabajo, la secuencialidad de los temporales fue más importante que el agrupamiento debido a las bajas tasas de recuperación que presentan la mayoría de playas estudiadas. En efecto, la recuperación parcial de la playa solo se observó en la playa intermedia de Camposoto después de varias semanas en condiciones de buen tiempo. Generalmente la mayor recuperación de las playas en Cádiz tiene lugar de forma estacional según lo descrito por Reyes et al. (1996, 1999), Ballesta et al. (1998), Benavente et al. (2000) y Anfuso (2001).

Un comportamiento contrario, el cual confirma la teoría de Cooper et al. (2004) previamente mencionada, se observó en la playa de Faro (Portugal) que, por lo general, muestra un estado morfodinámico reflectivo (Reyes et al., 1999 y Almeida et al., 2010). Dentro de esta playa se da un proceso de erosión y recuperación rápida, del orden de días, resaltando así la importancia que tiene el agrupamiento de temporales en los procesos de erosión en este tipo de playas.

6.4.3 Umbrales de cambio morfológico

El intercambio sedimentario que se da en una playa y la relación existente entre este y las condiciones de oleaje, ha sido materia de un sinnúmero de estudios que han intentado explicar estos procesos en diferentes escalas, tanto espaciales como temporales (Larson y Kraus, 1995, Reeve et al., 2007, Almeida et al., 2011). Conjuntamente se han calculado umbrales de cambio con el fin de determinar (predecir) la relación existente entre variables energéticas (oleaje) y los cambios morfológicos en sistemas litorales.

Los umbrales de cambio resaltan las variaciones más importantes en la respuesta del sistema litoral para una variable morfológica específica que está alcanzando un nivel crítico debido a la intervención de una variable energética (Woodroffe, 2002). Esta definición se puede aplicar a diferentes procesos energéticos que ocurren en sistemas

de playas, como el *Storm Power Index*, la Energía del oleaje, entre otros (la variable) que desencadenan cambios morfológicos relevantes en el volumen, la altura o la pendiente de la playa (respuesta del sistema).

Debido a que el *Storm Power*, la Energía del Oleaje, el TSL y el factor de erosividad han sido considerados a lo largo de este trabajo como los responsables de los cambios morfológicos en las playas de Cádiz, se intentó determinar la relación existente entre estas variables para establecer los umbrales de cambio morfológico a lo largo de las cuatro áreas estudiadas. Para esto se emplearon las zonas activas del perfil que fueron definidas a partir de las desviaciones estándar entre cada par de perfiles levantados. Los límites de estas zonas coincidieron con los niveles de pleamar, nivel medio y bajamar, por lo cual se decidió trabajar directamente con estos tres sectores: playa seca, intermareal alto y bajo.

Los resultados obtenidos han sido presentados previamente en las figuras 6.82 a 6.96 y han sido resumidos mediante sus formulas de umbral morfológico asociadas, resaltando aquellas que presentan los mayores valores de correlación (Tablas 6.10 - 6.12). El análisis de este set de datos permitió determinar para las playas estudiadas las siguientes consideraciones:

- La mayor respuesta morfológica está asociada principalmente a la intervención de grupos de temporales.
- La mayor respuesta morfológica suele darse por encima del nivel medio del mar hacia la playa seca.
- La variable morfológica que mejor responde a las variaciones energéticas corresponde a los cambios verticales, y esta es seguida en importancia por el volumen y la pendiente.
- Las playas disipativas de Levante, La Cortadura Urbana y La Cortadura Seminatural responden mayormente al *Storm Power*, la energía del oleaje y el TSL y secundariamente al factor de erosividad.
- La playa intermedia de Camposoto responde mayormente al factor de erosividad y secundariamente al *Storm Power*, la energía del oleaje y el TSL.

Tabla 6.10. Relaciones empíricas existentes entre el volumen de sedimento y las variables energéticas calculadas para la determinación de umbrales de cambio morfológico en cada parte del perfil. **SPI:** *Storm Power Index*, **E:** Energía del Oleaje, **TSL:** Descenso barométrico+ *Run-up* + apilamiento por viento), **Er:** Factor de erosividad del oleaje. **C:** Coeficiente de Correlación.

		PLAYA								
		Levante	C	Camposoto	C	La Cortadura Urbana	C	La Cortadura Seminatural	C	
VOLUMEN (m³/m)	PLAYA SECA	SPI	-0,20 - 0,0011 (SPI)	0,8	8,19 – 0,0027 (SPI)	0,6	-17,25 + 0,000654 (SPI)	0,06	-0,099 – 0,0025 (SPI)	0,6
		E	0,20 - 0,017 (E)	0,7	-11,10 + 0,011 (E)	0,1	-18,93 + 0,018 (E)	0,1	-0,296 – 0,0033 (E)	0,4
		TSL	6,54 - 26,44 (TSL)	0,6	59,05 – 109,27 (TSL)	0,6	4,08 - 37,65 (TSL)	0,1	7,74 – 27,28 (TSL)	0,2
		Er	-2,08-10,04 (Er)	0,01	78,61 -78,51 (Er)	0,9	16,22 – 63,11 (Er)	0,1	19,64 – 51,67 (Er)	0,3
	INTERMAREAL ALTO	SPI	1,70 - 0,0009 (SPI)	0,4	-9,53 + 0,0002 (SPI)	0,04	7,83 – 0,0022 (SPI)	0,6	3,39 - 0,0022 (SPI)	0,7
		E	1,10 - 0,0092 (E)	0,2	-1,32 – 0,01 (E)	0,1	10,52 - 0,044 (E)	0,7	2,89 – 0,028 (E)	0,5
		TSL	9,99 - 29,28 (TSL)	0,1	-16,12 + 13,58 (TSL)	0,06	64,05 – 118,01 (TSL)	0,8	18,02 – 39,27 (TSL)	0,3
		Er	0,22 – 8,77 (Er)	0,01	-64,82 + 56,83 (Er)	0,57	35,98 – 66,69 (Er)	0,4	-3,89 + 3,09 (Er)	0,02
	INTERMAREAL BAJO	SPI	-1,29-0,0013 (SPI)	0,7	-2,86 – 0,00013 (SPI)	0,03	12,46 – 0,0051 (SPI)	0,6	-2,01 + 0,0005 (SPI)	0,1
		E	-2,58+0,025 (E)	0,7	-1,36 – 0,057 (E)	0,6	17,63 – 0,097 (E)	0,6	0,71 – 0,0073 (E)	0,09
		TSL	-14,66+46,16 (TSL)	0,7	16,42 – 37,20 (TSL)	0,2	87,74 – 168,35 (TSL)	0,5	30,54 – 60,11 (TSL)	0,3
		Er	-2,27 + 46,15 (Er)	0,01	37,37 – 41,26 (Er)	0,6	61,44 – 122,41 (Er)	0,3	-21,05 + 40,50 (Er)	0,2

Tabla 6.11. Relaciones empíricas existentes entre los cambios verticales y las variables energéticas calculadas para la determinación de umbrales de cambio morfológico en cada parte del perfil. **SPI:** *Storm Power Index*, **E:** Energía del Oleaje, **TSL:** Descenso barométrico+ *Run-up* + apilamiento por viento), **Er:** Factor de erosividad del oleaje. **C:** Coeficiente de Correlación.

		PLAYA								
		Levante	C	Camposoto	C	La Cortadura Urbana	C	La Cortadura Seminatural	C	
CAMBIO VERTICAL (m)	PLAYA SECA	SPI	-0,0074-0,000065 (SPI)	0,8	-0,3 + 0,0000001 (SPI)	0,2	-0,027 – 0,00013 (SPI)	0,9	-0,028 – 0,0000078 (SPI)	0,8
		E	0,029 -0,00093 (E)	0,7	-0,46 +0,000015 (E)	0	-0,077 – 0,0020 (E)	0,8	-0,011 – 0,00011 (E)	0,6
		TSL	0,31-1,33 (TSL)	0,5	-0,97 + 0,97 (TSL)	0,3	1,28 – 3,04 (TSL)	0,6	0,67 – 1,72 (TSL)	0,4
		Er	-0,11 – 0,63 (Er)	0,1	-0,55 + 0,08 (Er)	0	0,72 – 2,04 (Er)	0,3	-0,014 – 0,40 (Er)	0
	INTERMAREAL ALTO	SPI	-0,084+0,000014 (SPI)	0,4	-0,3 – 0,000052 (SPI)	0,2	0,003 – 0,0001 (SPI)	0,9	0,048 – 0,000079 (SPI)	0,8
		E	-0,11 + 0,00035 (E)	0,5	-0,36 – 0,00024 (E)	0,1	-0,081 – 0,0018 (E)	0,8	0,035 – 0,0010 (E)	0,5
		TSL	-0,23 + 0,50 (TSL)	0,4	-0,72 + 0,59 (TSL)	0,1	1,28- 2,95 (TSL)	0,6	0,57 – 1,38 (TSL)	0,3
		Er	-0,13 + 0,98 (Er)	0,4	-0,40 – 0,0029 (Er)	0	1,2 – 2,88 (Er)	0,5	-0,23 + 0,16 (Er)	0
	INTERMAREAL BAJO	SPI	-0,016 – 0,000008 (SPI)	0,6	-0,3 + 0,00001 (SPI)	0	-0,036 – 0,000055 (SPI)	0,7	-0,093 – 0,000018 (SPI)	0,3
		E	-0,02 – 0,000075 (E)	0,2	-0,30 + 0,00002 (E))	0	0,0034 – 0,0011 (E)	0,8	0,037 – 0,00055 (E)	0,4
		TSL	-0,07+ 0,061 (TSL)	0	-0,27 – 0,0043 (TSL)	0	0,95 – 2,15 (TSL)	0,7	0,58 – 1,40 (TSL)	0,5
		Er	-0,12 + 0,77 (Er)	0,5	-0,0067 – 0,29 (Er)	0,4	0,46 – 1,26 (Er)	0,4	-0,51 + 0,74 (Er)	0,3

Tabla 6.12. Relaciones empíricas existentes entre la pendiente media del perfil y las variables energéticas calculadas para la determinación de umbrales de cambio morfológico en cada parte del perfil. **SPI:** *Storm Power Index*, **E:** Energía del Oleaje, **TSL:** Descenso barométrico+ *Run-up* + apilamiento por viento), **Er:** Factor de erosividad del oleaje. **C:** Coeficiente de Correlación.

		PLAYA							
		Levante	C	Camposoto	C	La Cortadura Urbana	C	La Cortadura Seminatural	C
PENDIENTE Tan β	SPI	0,020– 0,0000019 (SPI)	0,3	0,020 – 0,0000010 (SPI)	0	0,018 + 0,0000055 (SPI)	0,8	0,018 – 0,0000032 (SPI)	0,6
	E	0,020 – 0,0000054 (E)	0,4	0,020 + 0,0000007 (E)	0	0,018 + 0,0000094 (E)	0,8	0,019 – 0,0000049 (E)	0,5
	TSL	0,020 – 0,0042 (TSL)	0,1	0,020 – 0,0016 (TSL)	0	0,012 + 0,015 (TSL)	0,6	0,021 – 0,00056 (TSL)	0,2
	Er	0,020 – 0,022 (Er)	0,3	0,021 + 0,0010 (Er)	0	0,020 – 0,00079 (Er)	0,02	0,022 – 0,00077 (Er)	0,3

Del análisis de los umbrales de cambio morfológico previamente presentados, se confirma, una vez más, la baja relación existente entre las condiciones energéticas observadas durante los temporales (ya sean individuales o agrupados) y los cambios morfológicos registrados en las playas de Cádiz. Esto daría fuerza a la teoría presentada a lo largo de este trabajo que sugiere que en los cambios morfológicos registrados en Cádiz tendría gran influencia la secuencialidad en la actuación tanto de temporales individuales como de grupos de temporales.

Correlaciones similares (bajas) fueron obtenidas por Almeida et al. (2010) en el sur de Portugal. En tal sentido este autor determinó los umbrales de cambio morfológico a partir de la relación existente entre la variabilidad vertical del perfil y el percentil 99 (H_{s99}) de la altura de ola entre levantamientos consecutivos.

En este trabajo se ha replicado dicha metodología y además se ha calculado la relación empírica existente entre las máximas variaciones verticales obtenidas en cada una de las playas estudiadas y el percentil 99 de la energía del oleaje. A partir de estos cálculos se pudieron establecer los umbrales de cambio mediante regresiones lineales. Los diagramas de dispersión asociados, así como las relaciones empíricas existentes, son presentados en la figura 6.98 y la tabla 6.13.

Empleando las relaciones encontradas entre las variaciones morfológicas y las condiciones energéticas, se determinó un límite de umbral que representa las condiciones de oleaje y de energía necesarias capaces de generar cambios morfológicos importantes para cada una de las playas estudiadas (Tabla 6.14.).

Los datos obtenidos permiten afirmar que el percentil 99 de la altura de ola y su energía, son los mejores indicadores de cambios morfológicos significativos, aunque levantamientos consecutivos se hayan realizados con intervalos temporales largos entre sí.

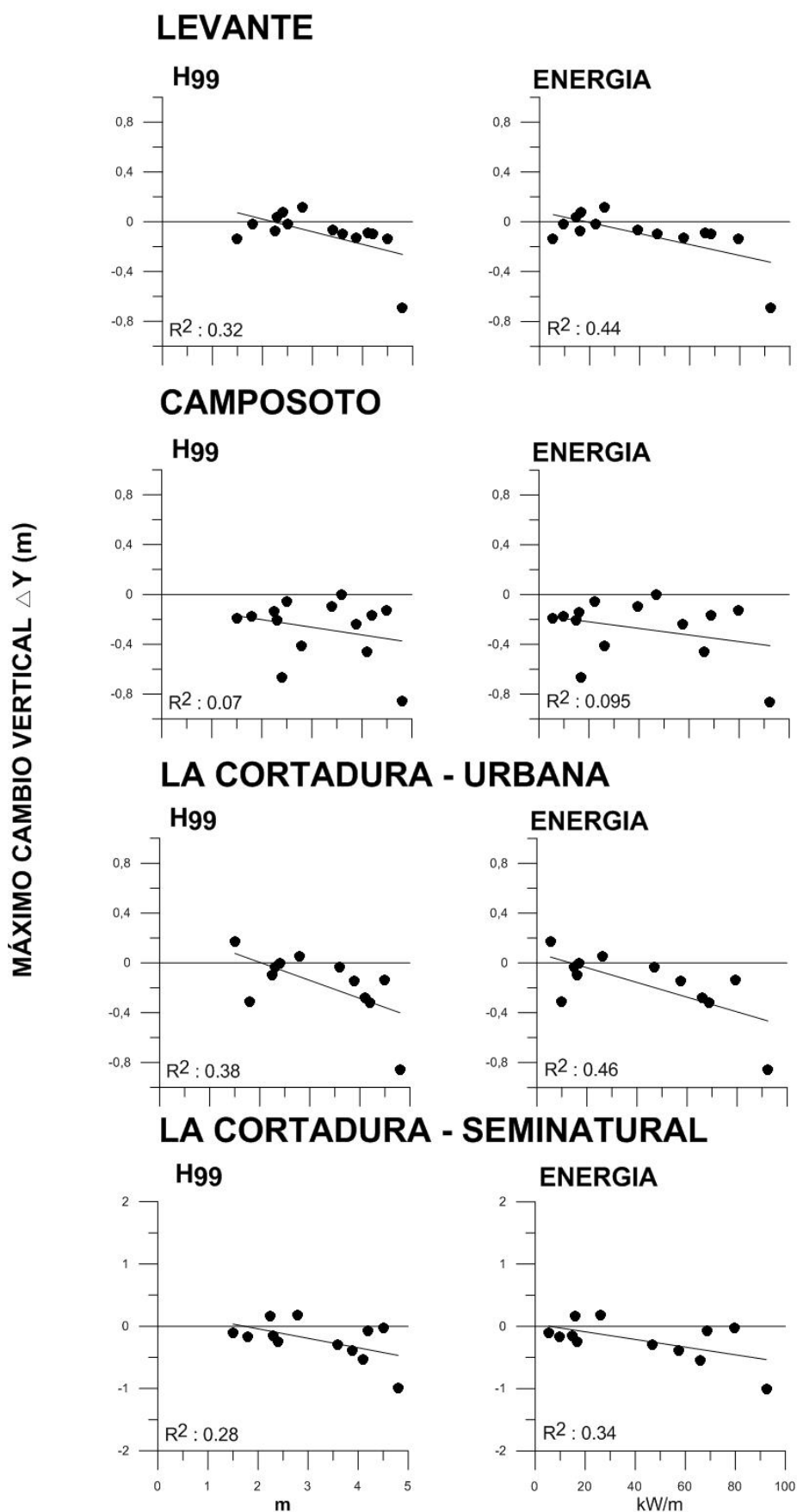


Figura 6.98. Diagramas de dispersión que lustran las relaciones existentes entre la variabilidad vertical del perfil, el percentil 99 (Hs 99) y el valor energético del oleaje.

Tabla 6.13. Relaciones empíricas existentes entre la variabilidad vertical del perfil, el percentil 99 (Hs 99) y el valor energético del oleaje.

	LEVANTE		CAMPOSOTO		LA CORTADURA URBANA		LA CORTADURA SEMINATURAL	
	H _{s99}	ENERGIA	H _{s99}	ENERGIA	H _{s99}	ENERGIA	H _{s99}	ENERGIA
RELACIÓN EMPÍRICA PARA DETERMINACIÓN DE CAMBIO VERTICAL	0,123 H _{s99}	0,076 E	0,131 H _{s99}	0,168 E	0,149 H _{s99}	0,073 E	0,114 H _{s99}	0,0309 E

Tabla 6.14. Umbrales de cambio (condiciones energéticas) necesarios para generar variaciones morfológicas significativas en las cuatro playas estudiadas.

CONDICIONES ENERGETICA NECESARIAS									
		LEVANTE		CAMPOSOTO		LA CORTADURA URBANA		LA CORTADURA SEMINATURAL	
		H _{s99} (m)	ENERGIA (kW/m)	H _{s99} (m)	ENERGIA (kW/m)	H _{s99} (m)	ENERGIA (kW/m)	H _{s99} (m)	ENERGIA (kW/m)
CAMBIO VERTICAL ESPERADO	10 cm	0,8	1,3	0,8	0,6	0,7	1,4	0,9	3,2
	20 cm	1,6	2,6	1,5	1,2	1,3	2,7	1,8	6,5
	30 cm	2,4	3,9	2,3	1,8	2,0	4,1	2,6	9,7
	40 cm	3,3	5,3	3,1	2,4	2,7	5,5	3,5	12,9
	50 cm	4,1	6,6	3,8	3,0	3,4	6,8	4,4	16,2

Resultados similares fueron obtenidos por Cowell et al. (1999), Reeve et al. (2007), Backstrom et al. (2008), Almeida et al. (2010, 2011) en estudios de variabilidad multi-escalar de perfiles de playa. Dentro de estas investigaciones los autores concluyeron que, al igual que sucede en las áreas estudiadas dentro de este trabajo, la zona del perfil que mejor responde a las condiciones de oleaje es la parte alta de la playa.

6.4.4 Influencia de la NAO-AO en los eventos extremos de oleaje y cambios morfológicos entre 2009-2012 dentro de los sectores de playa estudiados

Existen pruebas que indican que los cambios en la altura del oleaje pueden ser influenciados a corto plazo por la variabilidad en los patrones de teleconexión regional como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO - Bacon y Carter, 1993; Woolf y Coll, 2006; Vespremeanu-Stroe et al., 2007) y la Oscilación Ártica (AO - Phillips y Crisp, 2010; Almeida et al., 2011; Rangel y Anfuso, 2011).

De igual forma se ha determinado que estos patrones de teleconexión juegan un papel importante en los cambios de las variables energéticas y morfológicas en un plazo relativamente corto que abarca días, meses y algunos años (Phillips, 2008).

Phillips y Crisp (2010), Almeida et al. (2011) y Rangel y Anfuso (2011) señalaron que aumentos numéricos (ya sean positivos o negativos) de los índices AO y NAO traen consigo un mayor desarrollo de eventos extremos de oleaje.

En el marco de este trabajo se ha llegado a la conclusión que estos dos patrones de teleconexión (AO y NAO) son los que mejor explican la variabilidad del clima meteomarinero del litoral de Cádiz. Por consiguiente, estos dos patrones de teleconexión podrían ser los responsables, a corto plazo, de los cambios en las variables energéticas y morfológicas dentro de las cuatro playas estudiadas.

Para confirmar estas dos aseveraciones se efectuaron una serie de análisis de regresión lineales y test de correlación de Pearson, que compararon las variables energéticas (SPI, Energía, TSL Er) y morfológicas (volumen, Cambio Vertical y tan β) medidas en cada una de las playas en el intervalo 2009-2012, con los índices NAO y AO (Tabla 6.15).

Tabla 6.15. Correlaciones de Pearson efectuadas para evaluar la relación existente entre variables energéticas y morfológicas y los patrones de teleconexión regional NAO y AO en cada una de las playas estudiadas.

		LEVANTE		CAMPOSOTO		LA CORTADURA - URBANA		LA CORTADURA SEMINATURAL	
		NAO	AO	NAO	AO	NAO	AO	NAO	AO
STORM POWER	Correlación	-0,7	-0,7	-0,7	-0,7	-0,7	-0,7	-0,7	-0,7
	Valor de P	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
	R ²	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
ENERGIA	Correlación	-0,7	-0,8	-0,7	-0,8	-0,7	-0,8	-0,7	-0,8
	Valor de P	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1
	R ²	0,5	0,6	0,5	0,6	0,5	0,6	0,5	0,6
TSL	Correlación	-0,9	-0,9	-0,8	-0,9	-0,8	-0,9	-0,8	-0,9
	Valor de P	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0
	R ²	0,8	0,9	0,6	0,8	0,6	0,8	0,6	0,9
Er	Correlación	-0,6	-0,7	-0,9	-0,8	-0,4	-0,7	-0,4	-0,7
	Valor de P	0,2	0,2	0,0	0,1	0,4	0,1	0,4	0,1
	R ²	0,4	0,5	0,9	0,6	0,2	0,5	0,2	0,5
VOLUMEN	Correlación	0,5	0,2	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,7
	Valor de P	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
	R ²	0,2	0,0	0,9	0,9	0,9	0,8	0,6	0,5
CAMBIO VERTICAL	Correlación	0,7	0,5	-0,2	-0,3	0,6	0,5	0,7	0,6
	Valor de P	0,2	0,4	0,7	0,6	0,2	0,3	0,1	0,2
	R ²	0,5	0,3	0,1	0,1	0,4	0,3	0,4	0,3
tan β (T)	Correlación	0,4	0,2	0,3	0,6	-0,5	-0,6	0,4	0,3
	Valor de P	0,5	0,7	0,6	0,3	0,3	0,2	0,5	0,6
	R ²	0,2	0,0	0,1	0,3	0,3	0,3	0,1	0,1

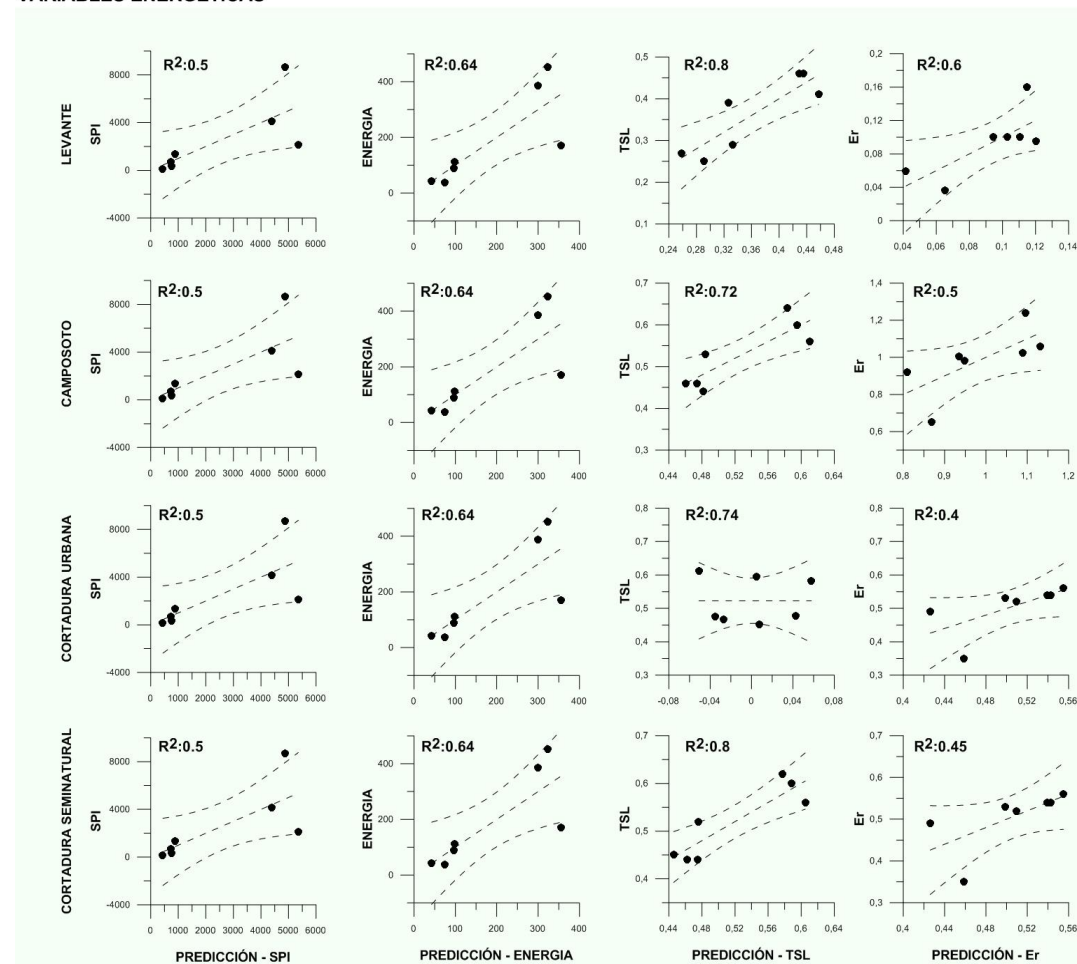
Los resultados arrojados por estas pruebas de correlación indican que las fases neutrales a fuertemente negativas de la NAO y AO tienen un alto grado de correspondencia con las variables energéticas calculadas. Esta correspondencia disminuye en cierta medida cuando se comparan las fases de la NAO y AO con las variables morfológicas confirmando, una vez más, la poca relación existente entre condiciones energéticas observadas durante los temporales y los cambios morfológicos registrados en las playas de Cádiz.

Teniendo claro que no suele darse una respuesta inmediata de la playa a los cambios en los índices NAO y AO (Thomas et al., 2011), la determinación de las correlaciones existentes entre las variables energéticas - morfológicas y los valores de estos patrones de teleconexión puede ser una herramienta muy útil a la hora de determinar la respuesta de una zona litoral ante factores atmosféricos determinados. Para esto se efectuaron regresiones lineales múltiples para cada una de las playas estudiadas obteniendo un modelo numérico de respuesta de las variables energéticas y morfológicas propias de cada una de las playas, que estaría en función de los índices NAO y AO (Figura 6.99 – Tabla 6.16)

Estas correlaciones encontradas dentro de cada modelo de respuesta obtenido indican que parte de los cambios morfológicos que se dan a corto plazo en la costa gaditana estarían asociados a valores negativos - neutrales de la NAO y AO. De igual forma, los valores derivados de estos análisis reafirmarían la hipótesis que indica que, en los cambios morfológicos registrados en litoral de Cádiz, influye principalmente la secuencialidad en la actuación tanto de temporales individuales como de grupos de temporales (tal como se explico en capítulos anteriores).

Finalmente destacar que el análisis de un set de datos más largo permitiría ulteriormente corroborar las relaciones entre los patrones de teleconexión regional y las variables morfológicas.

VARIABLES ENERGÉTICAS



VARIABLES MORFOLÓGICAS

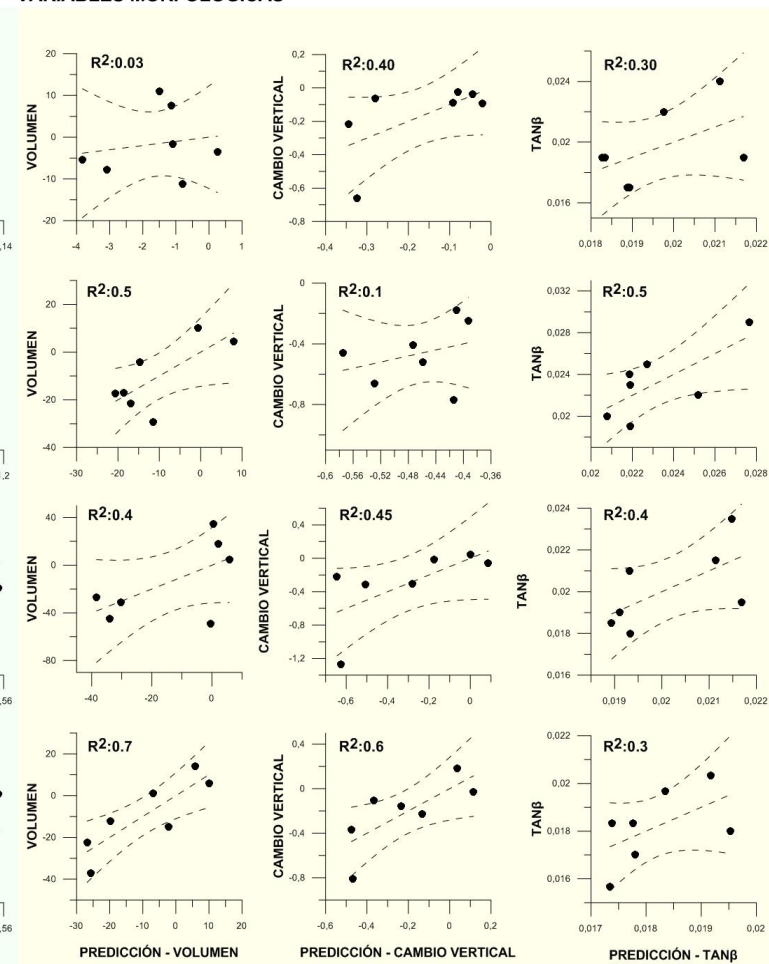


Figura 6.99. Regresiones lineales múltiples realizadas en las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura.

Tabla 6.16. Modelo numérico de respuesta de las variables energéticas y morfológicas propias de cada una de las playas en función de los índices NAO y AO.

		PLAYA			
		LEVANTE	CAMPOSOTO	CORTADURA URBANA	CORTADURA SEMINATURAL
RELACION EMPIRICA	STORM POWER	614,78 – 553,33 (NAO) -883,92 (AO)			
	ENERGIA	72,93 – 3,71 (NAO) – 60,19 (AO)			
	TSL	0,30 + 0,003 (NAO) – 0,004 (AO)	0,47 – 0,0005 (NAO) – 0,02(AO)	0,46-0,005 (NAO) -0,02 (AO)	0,46–0,0002 (NAO)-0,03(AO)
	Er	0,076 + 0,041 (NAO) – 0,002 (AO)	0,88 + 0,07 (NAO) – 0,07 (AO)	0,47 0,005 (NAO) - -0,031 (AO)	0,47+0,05 (NAO)-0,03(AO)
	VOLUMEN	-2,01 – 3,42 (NAO) – 0,68 (AO)	-4,6 – 15,5 (NAO) + 7,4 (AO)	2,69 + 2,5 (NAO) + 8,2 (AO)	2,44+18,4(NAO)+1,58(AO)
	CAMBIO VERTICAL	-0,05 + 0,010 (NAO) + 0,03 (AO)	-0,50 + 0,07 (NAO) – 0,04 (AO)	-0,07 + 0,38 (NAO) + 0,0022 (AO)	-0,04+0,35(NAO)+0,0028(AO)
Modelo de respuesta	Tanβ (T)	0,020 + 0,002 (NAO) – 0,0002 (AO)	0,02-0,005 (NAO) + 0,017(AO)	0,019 – 0,00074(NAO) – 0,00003 (NAO)	0,018+0,0016(NAO)-0,0001(AO)

CAPÍTULO 7

ESTIMACIÓN DE LA AMENAZA, VULNERABILIDAD Y RIESGO ASOCIADOS A EVENTOS EXTREMOS DE OLEAJE: ASIGNACIÓN A ESCALA LOCAL.

LA DECIMAAAAA...

(Tomas Guasch)

7.1 INTRODUCCIÓN

Es un hecho conocido que las costas son sistemas geomorfológicos complejos y altamente dinámicos, que responden de forma no lineal a los eventos extremos de oleaje (Di Paola et al., 2001).

De acuerdo a IPCC (2007), cerca de un 50 % de la población mundial vive en las zonas costeras. En lo que respecta a España, la población se concentra en la franja costera y, en detalle, más del 60 % de ella se localiza a menos de 50 km de la línea de costa, siendo la población de los municipios costeros de unos 15 millones de habitantes (MARINE PLAN, 2009). Específicamente, dentro de la Provincia de Cádiz, se encuentra asentado el 15 % de la población total de Andalucía que corresponde al 2,7 % de la población total de España.

La alta concentración de la población en estas zonas costeras afecta en gran medida unidades geomorfológicas como playas y acantilados en las cuales se han construido edificaciones e infraestructuras que a menudo se encuentran amenazadas por la intervención de eventos extremos de oleaje. En consecuencia, el conflicto entre la ocupación antropogénica y la inestabilidad-desequilibrio inherente a estos litorales se ha convertido en un problema importante a nivel mundial (Moore y Griggs, 2002).

Actualmente existe un fuerte consenso científico a cerca del cambio climático: el clima está actualmente afectado, y se verá alterado de forma todavía más significativa en un futuro cercano, por el aumento de concentraciones de gases invernadero tales como Dióxido de Carbono (CO_2), Metano (CH_4), Óxidos Nitrosos (N_2O) y Clorofluorocarbonos (CFC) (Houghton et al., 1990, 1992). Las alteraciones en el clima mundial incluirán posibles aumentos en las temperaturas superficiales del mar, la variabilidad de los patrones de precipitación y escorrentía, los cambios en la frecuencia, intensidad y duración de las tormentas.

Asociados a estos potenciales cambios, se esperan alteraciones significativas en ecosistemas tanto marinos como terrestres. Con respecto al impacto directo sobre

seres humanos, se pueden incluir la expansión de las áreas afectadas por enfermedades infecciosas tropicales (Becker, 1997), inundaciones de ciudades y asentamientos humanos, aumento en la magnitud y recurrencia de tormentas, extinción de especies vegetales y animales, fracasos en el cultivo de determinadas especies, aumento de las sequías y de la amenaza de los procesos de erosión en las ciudades costeras (Lashof, 1997).

En vista de lo anterior, la costa es considerada como una de las zonas más sensibles del planeta y, por consiguiente, la comunidad científica ha aumentado significativamente la actividad en el desarrollo de técnicas para evaluar su vulnerabilidad.

La evaluación de la vulnerabilidad costera es tema controvertido en el campo de la geología ambiental existiendo una vasta literatura que ha intentado detallar la respuesta del sistema costero asociada a la intervención de las diversas amenazas. Las técnicas empleadas para la evaluación de la vulnerabilidad pueden ser clasificadas de acuerdo a diferentes aspectos (Di Paola et al., 2001).

Las metodologías empleadas para este tipo de evaluaciones se han desarrollado progresivamente desde enfoques específicos, como la Regla de Bruun en cuanto a la subida del nivel del mar (Bruun et al., 1962). La consideración de factores físicos y no físicos, así como las incertidumbres asociadas, ha dado lugar a métodos más consistentes, algunos de los cuales son muy recientes y están aun en aras de ser validados.

La evaluación de la vulnerabilidad de una zona costera determinada puede hacerse desde dos diferentes enfoques: i) semi-cuantitativo y ii) cuantitativo. Un enfoque semi-cuantitativo se basa principalmente en la evaluación subjetiva de indicadores geomorfológicos, mientras que el enfoque cuantitativo intenta ponderar la importancia relativa del fenómeno relevante desde un punto de vista físico y geomorfológico.

Diversos trabajos presentan numerosos intentos de desarrollar métodos para evaluar de forma adecuada el comportamiento de una zona litoral ante diferentes fenómenos naturales. Uno de ellos corresponde al diseño de índices de vulnerabilidad-riesgo (Malvarez et al., 2000; McLaughling et al., 2002), que han sido empleados por diversos autores para clasificar zonas costeras en función del tipo de respuesta ante amenazas como el ascenso en el nivel del mar (Gornitz, 1990), inundaciones asociadas a eventos extremos (Dal Cin y Simeoni, 1994; Simeoni et al., 2003) o la erosión costera debida a huracanes (Cambers, 1998).

En este trabajo se realizó una evaluación de la amenaza, vulnerabilidad y el riesgo asociado a la erosión costera a lo largo de tres zonas litorales ubicadas en la bahía de Cádiz. En detalle se definió como amenaza la probabilidad de ocurrencia de procesos de erosión costera asociados a eventos extremos de oleaje. La vulnerabilidad, de otro lado, es el grado de pérdida o daños que cabe esperar si se produce una amenaza (la erosión), de una magnitud determinada. El riesgo sería la probabilidad de pérdida humana o material debido a la ocurrencia de un evento y por lo tanto es el producto de la amenaza por la vulnerabilidad.

En algunos puntos del litoral de Cádiz se han registrado tasas de erosión que superan los 2 m/año (Benavente, 2000; Anfuso et al., 2007; Plomaritis et al., 2009; Rodríguez-Polo, 2009; Rangel y Anfuso, 2011). Estas altas tasas de erosión han traído consigo un incremento en los conflictos existentes entre los procesos naturales actuantes sobre playas - acantilados y las actividades antropogénicas desarrolladas en ellos. En este estudio se proponen índices de vulnerabilidad y riesgo relativos que tienen en cuenta variables sociales, económicas, de conservación y de patrimonio, relacionadas con los procesos, factores y usos que se dan sobre la línea de costa Gaditana.

Este trabajo pretende realizar una catalogación y zonación de la línea de costa en función de su mayor o menor susceptibilidad a sufrir cambios derivados de la actuación de la erosión costera asociada a los eventos extremos de oleaje. Los

resultados pueden ser parte del desarrollo de un plan de adaptación del área ante el cambio climático, dentro de dos ejes específicos de trabajo:

- La integración de los lineamientos de adaptación al cambio climático en la planificación territorial.
- El desarrollo de los lineamientos de adaptación al cambio climático y su socialización con los sectores económicos y actores sociales de Cádiz.

7.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

7.2.1 Áreas de influencia

El análisis de la evaluación de la amenaza, vulnerabilidad y el riesgo que se presenta en este capítulo, se realizó en tres áreas ubicadas dentro de las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura, en la Provincia de Cádiz (Figura 7.1). La playa de Levante está localizada dentro de la flecha litoral de Valdelagrana en la parte sur de El Puerto de Santa María, la playa de Camposoto está ubicada en la flecha litoral de Sancti Petri, en el término municipal de San Fernando, y la playa de La Cortadura corresponde a un set de dos playas, una urbana y otra natural, situadas en la ciudad de Cádiz (Figura 7.1). Cada segmento cuenta con una longitud aproximada de 2 km y presenta diferentes características en cuanto a su comportamiento morfodinámico y el tipo de respuesta ante la intervención de los eventos extremos de oleaje. El análisis del clima marítimo presentado en el capítulo 4, el análisis de la evolución costera a mediano plazo presentado en el capítulo 5 y el análisis de la evolución costera a corto plazo presentado en el capítulo anterior, permitieron el estudio y la evaluación de la amenaza, vulnerabilidad y el riesgo dentro de los tres sectores previamente mencionados.

Información detallada de cada uno de los sectores, así como de las imágenes empleadas para el análisis, puede ser consultada en la sección 1.4 del capítulo 1 de este documento.



Figura 7.1. Localización general de las playas objeto del análisis de la evolución de la línea de costa.

7.2.2 Desarrollo y cálculo de índices

Los índices que combinan y clasifican diversas variables en una sola medida corresponden a un método muy común empleado para la determinación de la amenaza, vulnerabilidad y riesgo costero (Del Rio y Gracia, 2007, 2009; Santos et al., 2013).

En este trabajo se diseñaron una serie de índices mediante la evaluación de los principales factores implicados en los procesos de erosión y acreción asociados a los eventos extremos de oleaje. Para ello se analizaron y compararon las características de tramos de costa segmentados según una cuadrícula de 50 x 50 m (Figura 7.2) y se seleccionaron 27 variables fundamentales denominadas (**a_n**) incluidas dentro de cinco contextos o índices (Tablas 7.1 – 7.5):

- Índice de amenaza por eventos extremos de oleaje (IAex).
- Índice de vulnerabilidad social (IVSo).
- Índice de vulnerabilidad económica (IVEc).

- Índice de vulnerabilidad de conservación (IVCo).
- Índice de vulnerabilidad del patrimonio (IVPa).

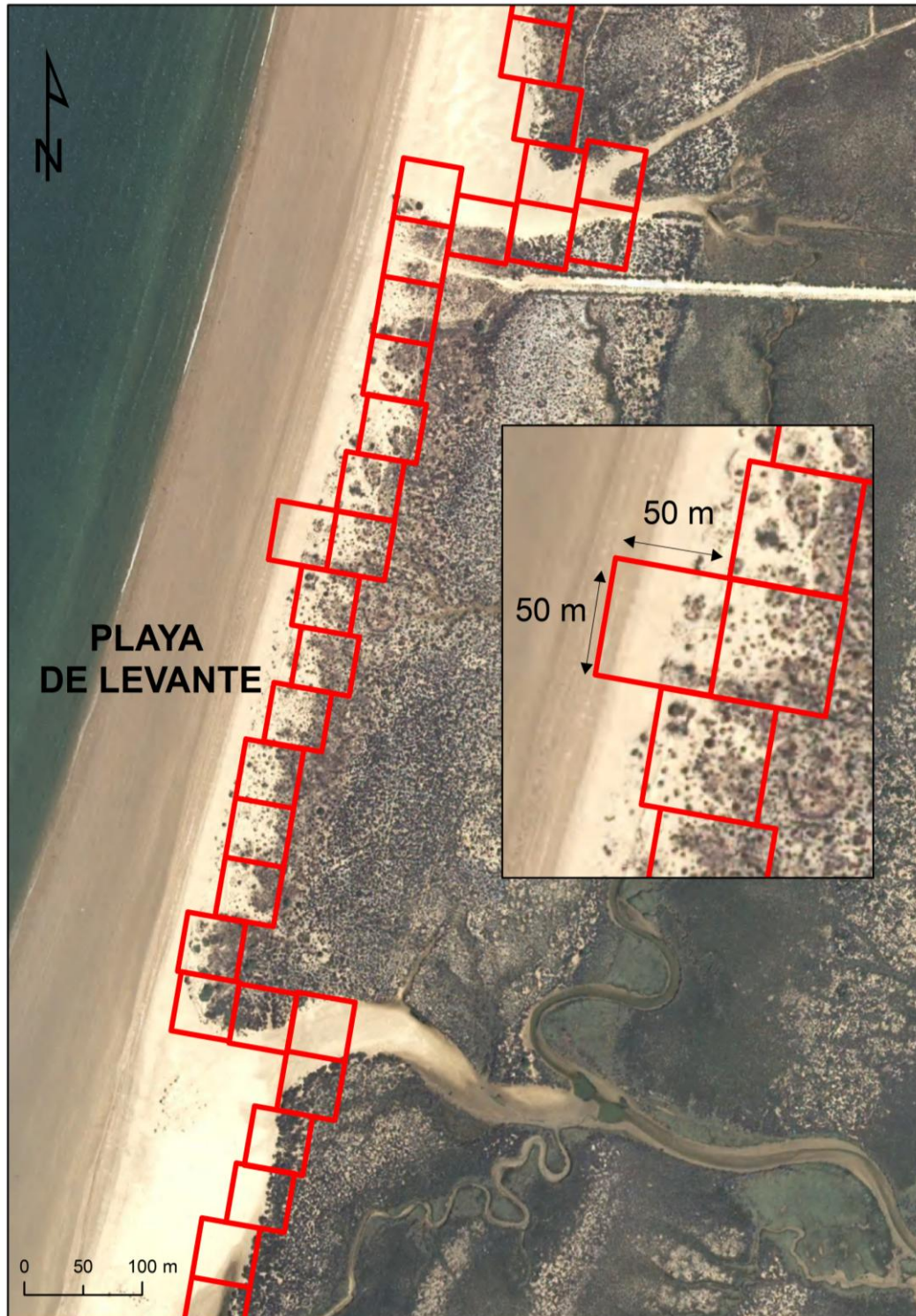


Figura 7.2. Cuadrícula empleada para la segmentación de la costa y posterior determinación de la amenaza, vulnerabilidad y riesgo.

La combinación de todos estos índices nos da como resultado el índice de riesgo costero asociado a eventos extremos de oleaje.

Las 15 primeras variables corresponden a los factores que condicionan o determinan la erosión en la línea de costa (asociada a eventos extremos) y por ende su grado de amenaza (geomorfología, ancho de playa, exposición, entre otros). Las siguientes 12 variables fueron divididas en 4 grupos (social, económico, conservación y patrimonio) lo que permitió calcular la vulnerabilidad y riesgo total dentro de cada uno de los contextos. Se destaca que en este trabajo se incluyó el grado de erosión registrado para el periodo 1976 - 2012, por lo que se trata de una determinación de vulnerabilidad y riesgo basada en la propia respuesta de la línea de costa (Cooper y McLaughlin, 1998).

Cada una de las variables fue dividida en 5 clases de vulnerabilidad ante la erosión costera, asignando a cada una de ellas una puntuación de 1 a 5, respectivamente de menor a mayor vulnerabilidad (Tablas 7.1 – 7.5). Esta clasificación fue llevada a cabo teniendo en cuenta las características intrínsecas del litoral gaditano, por lo que los índices presentados en este capítulo son relativos y solo deben ser aplicados a lo largo de la zona de estudio.

Todas las variables usadas fueron evaluadas y clasificadas a partir de dos fuentes: i) la información contenida en la literatura existente sobre el área de estudio y ii) la comprobación de la información y colecta de nueva información por medio de salidas de campo.

Tras la clasificación de las diferentes variables, se optó por realizar una ponderación de las mismas según el método de Gornitz et al. (1994), con el objetivo de eliminar la subestimación de las variables más relevantes localmente, así como las sobrestimación de las menos determinantes. Para ello se emplearon factores de corrección (f_n) entre 1 y 0.6, en función de la importancia relativa de cada variable a la hora de determinar la

vulnerabilidad y riesgo del litoral de Cádiz. De esta forma, las variables se clasificaron en tres tipos a los que se asignaron diferentes factores de ponderación (**Tabla 1**):

- Determinante f_n : 1
- Indirecta f_n : 0.8
- Secundaria f_n : 0.6

Así, la **Vulnerabilidad Absoluta (V_{abs})** se calculó para cada segmento mediante la suma de los valores de las variables ponderadas mediante la ecuación:

$$V_{abs} = \sum a_n f_n \quad (1)$$

Posteriormente, se normalizaron los resultados con respecto a los valores máximos y mínimo teóricos del índice, con el fin de obtener un **Índice de Vulnerabilidad Relativa (V_r)** más realista. Este índice fue calculado mediante las ecuaciones:

$$MaxRangoV_{abs} = \max V_{abs} - \min V_{abs} \quad (2)$$

$$V_r = [(V_{abs} - \min V_{abs}) / \max V_{abs}] * 100 \quad (3)$$

Este cálculo se efectuó para cada set de variables pudiéndose determinar la amenaza por eventos extremos de oleaje (IAex) y las vulnerabilidades desde el punto de vista social (IVSo), económico (IVEc), de conservación (IVCo) y de patrimonio (IVPa).

Como un último paso se efectuó la combinación de la amenaza (IAex) y las diferentes vulnerabilidades para obtener el riesgo. Esta combinación se realizó mediante el cálculo de promedios ponderados debido a que de esta forma se obtiene un valor de riesgo real, el cual está asociado directamente al número de variables empleadas para el cálculo de cada una de las vulnerabilidades. Los riesgos calculados se denominaron (**R**) y se expresaron según su contexto ya sea social (RIVSo), económico (RIVEc), de conservación (RIVCo) y de patrimonio (RIVPa). El riesgo total (Rex) es el cálculo del promedio ponderado de los cuatro riesgos previamente mencionados.

Tabla 7.1. Índice de amenaza por eventos extremos de oleaje (IAex).

N	RANKING						FACTOR
	VARIABLE	Muy Bajo (1)	Bajo (2)	Moderado (3)	Alto (4)	Muy Alto (5)	
1	Geomorfología	Acantilados altos de rocas ígneas	Acantilados medios rocas metamórficas	Acantilados Bajos. Plataformas de abrasión. Terrazas marinas. Colinas y montañas.	Llanuras aluviales. Lagunas costeras.	Playa. Campos de Dunas. Flechas. Marismas. Playones.	1
2	Cambios en la línea de costa (EPR)	Estabilidad	Acumulación	Erosión Baja (menos de 0,5 m/año)	Erosión Media (0,5 - 1,5 m/año)	Erosión Alta (más de 1,5m /año)	1
3	Diferencias en los cambios volumétricos	Estabilidad	Acumulación	Erosión baja	Erosión Media	Erosión Alta	1
4	Ancho de playa	Más de 50 m	Entre 50 -25 m	Entre 25 - 10 m	Menos de 10 m	Sin playa	1
5	Pendiente de Playa (Intermareal)	Más de 8º	Entre 6º y 8º	Entre 4º y 6º	Entre 2º y 4º	Entre 0º y 2º	0,8
6	Estado morfodinámico	Reflectivo	x	Intermedio	x	Disipativo	0,8
7	Altura de las dunas	Más de 3 metros	alturas entre 2 - 3 metros	alturas entre 2 -1 metros	alturas entre 0,1 -1 metros	sin presencia de dunas	0,8
8	Presencia de abanicos de desbordamiento	Sin abanicos de desbordamiento		algún tipo de presencia de abanicos de desbordamiento		alta presencia de abanicos de desbordamiento	0,8
9	Presencia de rasgos geomorfológicos	Sin rasgos	x	1 - 2 rasgos	x	2 rasgos o mas	0,8
10	Grado de exposición oleaje	Con Obstáculos - Oleaje Indirecto	x	Medianamente Resguardada	x	Sin Obstáculos - Oleaje Directo	0,8
11	Altura de ola	Menos de 0,5 m	0,5-1	1 -1,5	1,5-2	Mayor de 2 m	0,8
12	TSL	Menos 0,36	0,361 -0,42	0,421 - 0,47	0,471 - 0,54	Mayor 0,54	0,8
13	Diferencia entre altura de oleaje extremo y altura de oleaje media	diferencia menor a menos de 0,5	diferencia entre 0,5-1	diferencia entre 1 - 2	diferencia entre 2 - 3,5	diferencia mayor a 3.5	0,8
14	Rango mareal	Micromareal	x	Mesomareal	x	Macromareal	0,6
15	Aumento del nivel del mar	Descenso 1 mm/año	Estabilidad Relativa	Aumento de hasta 0.5 mm/año	Aumento entre 0.5 - 1 mm/año	Aumento mayor de 1 mm/año	0,6

Tabla 7.2. Índice de vulnerabilidad social (IVSo).

N	RANKING						FACTOR
	VARIABLE	Muy Bajo (1)	Bajo (2)	Moderado (3)	Alto (4)	Muy Alto (5)	
16	Usos de suelo	Arbustos y Matorrales	Mosaico Pastos Pastos Arbolados Pastos Enmalezados Pastos Limpios	Bosque de Mangle Marismas Costeras Lagunas - Lagos Zonas Pantanosas Bosque de Galería	Estanques Agricultura Mosaico Cultivos Pastos Cultivos	Instalaciones Recreativas Aeropuertos Zonas Industriales - Comerciales Tejido Urbano Zonas de Extracción Minera	1
17	Índice K – Estructuras (relación entre línea de costa construida y línea de costa natural)	No estructuras (K=0)	Mínimo (k= 0.0001-0.1)	Promedio (K= 0.11-0.5)	Máximo (K=0.51-1)	Extremo (K mayor de 1)	1
18	Porcentaje de área desarrollada	Desarrollo menor del 20%	Desarrollo entre 20-40%	Desarrollo entre 40-60%	Desarrollo entre 60-80%	Desarrollo mayor al 80%	1
19	Infraestructura de servicios	Desarrollo menor del 20%	Desarrollo entre 20-40%	Desarrollo entre 40-60%	Desarrollo entre 60-80%	Desarrollo mayor al 80%	1

Tabla 7.3. Índice de vulnerabilidad económica (IVEc).

N	RANKING						FACTOR
	VARIABLE	Muy Bajo (1)	Bajo (2)	Moderado (3)	Alto (4)	Muy Alto (5)	
20	Población	Densidad poblacional menor de 20 hab/km ²	Densidad poblacional entre 20-50 hab/km ²	Densidad poblacional entre 50-80 hab/km ²	Densidad poblacional entre 80-170 hab/km ²	Densidad poblacional mayor a 170 hab/km ²	1
21	Ingresos económicos	Ingresos mayores a 6 SMMLV	Ingresos entre 4-6 SMMLV	Ingresos entre 2-4 SMMLV -	Ingresos entre 1-2 SMMLV	Ingresos menores a 1 SMMLV	1
22	Pobreza	Menos del 20% de los hogares con NBI*	Entre el 20-30% de los hogares con NBI	Entre el 30- 40% de los hogares con NBI	Entre el 40-60% de los hogares con NBI	Más del 60% de los hogares con NBI	1

NBI: Necesidades básicas insatisfechas.

SMMLV: Salario mínimo mensual

Tabla 7.4. Índice de vulnerabilidad de conservación (IVCo).

N	RANKING					FACTOR	
	VARIABLE	Muy Bajo (1)	Bajo (2)	Moderado (3)	Alto(4)		Muy Alto (5)
23	Sitios prioritarios	Área Excluida		Sitio Prioritario de Conservación		Área Conservada	1
24	Cobertura de ecosistemas y hábitats	Áreas sin vegetación		Arbustos, rastrojo, Litoral rocoso, herbazales.		Ecosistemas estratégicos: marismas, pastos marinos, arrecifes de coral, playas, lagunas asociadas a la pesca	1
25	Nivel de intervención de los ecosistemas	Alta intervención		Media intervención		Baja intervención	1
26	Zonificación de áreas protegidas	Áreas de uso sostenible		Áreas de recuperación de parques y de amortiguamiento		Áreas intangibles	0,8

Tabla 7.5. Índice de vulnerabilidad del patrimonio (IVPa).

N	RANKING					FACTOR	
	VARIABLE	Muy Bajo (1)	Bajo (2)	Moderado (3)	Alto (4)		Muy Alto (5)
27	Patrimonio histórico-artístico	No Presente	x	x	x	Monumento	0,6

7.3 RESULTADOS

7.3.1 Amenaza

Los eventos extremos de oleaje pueden llegar a ser un proceso irreversible que causa la pérdida de terrenos y pone en peligro recursos, tanto económicos como naturales, dentro de una zona litoral. A lo largo de la costa gaditana se han identificado procesos asociados a los eventos extremos de oleaje que están provocando cambios rápidos en la morfología litoral. Lo previamente mencionado, junto a los resultados obtenidos al determinar la evolución reciente de la línea de costa, permite deducir que un porcentaje significativo del litoral gaditano se encuentra en estado activo de erosión asociado a este tipo de eventos.

El mapa de amenaza por eventos extremos revela que el 44 % de la línea de costa de las áreas estudiadas puede ser catalogada dentro de un rango de amenaza moderado, y el restante 56 % está catalogado dentro de un rango de amenaza muy alta (Figura 7.3). Las zonas más amenazadas por los eventos extremos de oleaje corresponden a las áreas centro y sur de la playa de Levante, el área urbana de la playa de La Cortadura y casi la totalidad de la playa de Camposoto.

7.3.2 Vulnerabilidad

La vulnerabilidad Social (IVSo) y económica (IVEc) miden el grado de susceptibilidad que tienen variables como los usos del suelo, el grado de intervención humana, el porcentaje de área desarrollada y la infraestructura de servicios ante la ocurrencia de eventos extremos de oleaje (Figuras 7.4 - 7.5).

Los datos obtenidos para la vulnerabilidad Social (IVSo) indican que el 17 % del área de estudio se encuentra dentro de un rango de vulnerabilidad muy alta, coincidiendo las zonas más vulnerables con las zonas de mayor intervención antropogénica que están ubicadas principalmente en la playa de La Cortadura - urbana (Figura 7.4). Las áreas menos vulnerables, que alcanzan un 11 % (vulnerabilidad moderada) y 72 % (vulnerabilidad baja) del total evaluado, se encuentran ubicadas en las playas de Levante y Camposoto donde las intervenciones antropogénicas son menores.

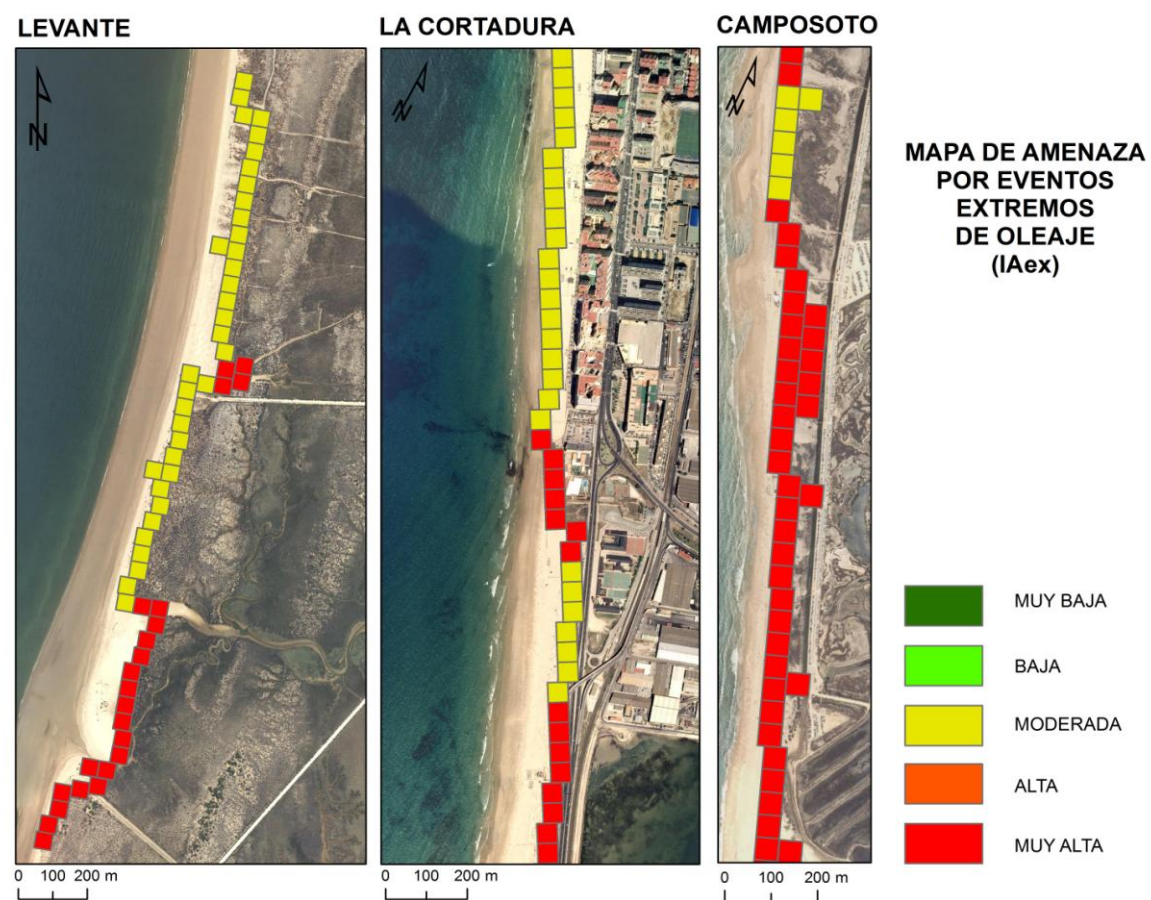


Figura 7.3. Mapa de amenaza por eventos extremos de oleaje (IAex).

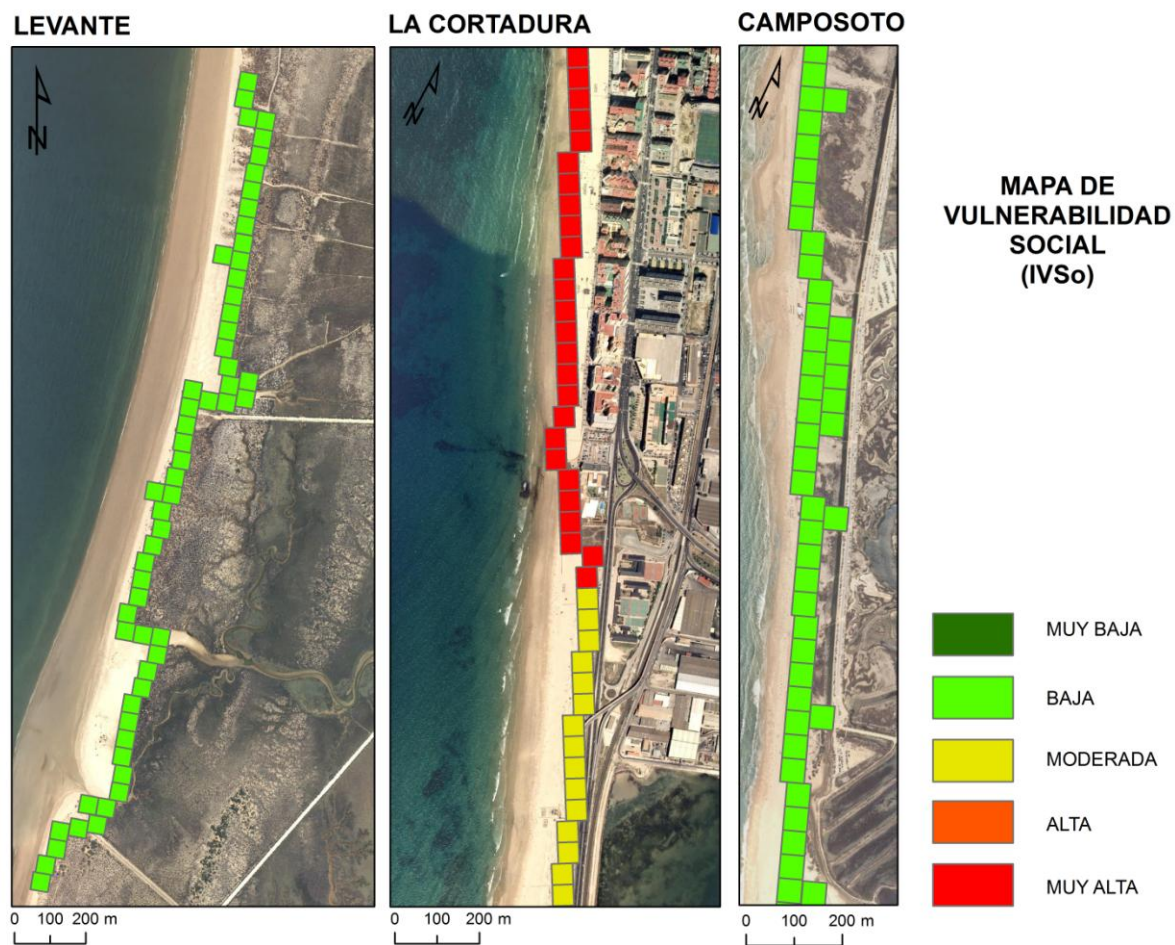


Figura 7.4. Mapa de vulnerabilidad social (IVSo).

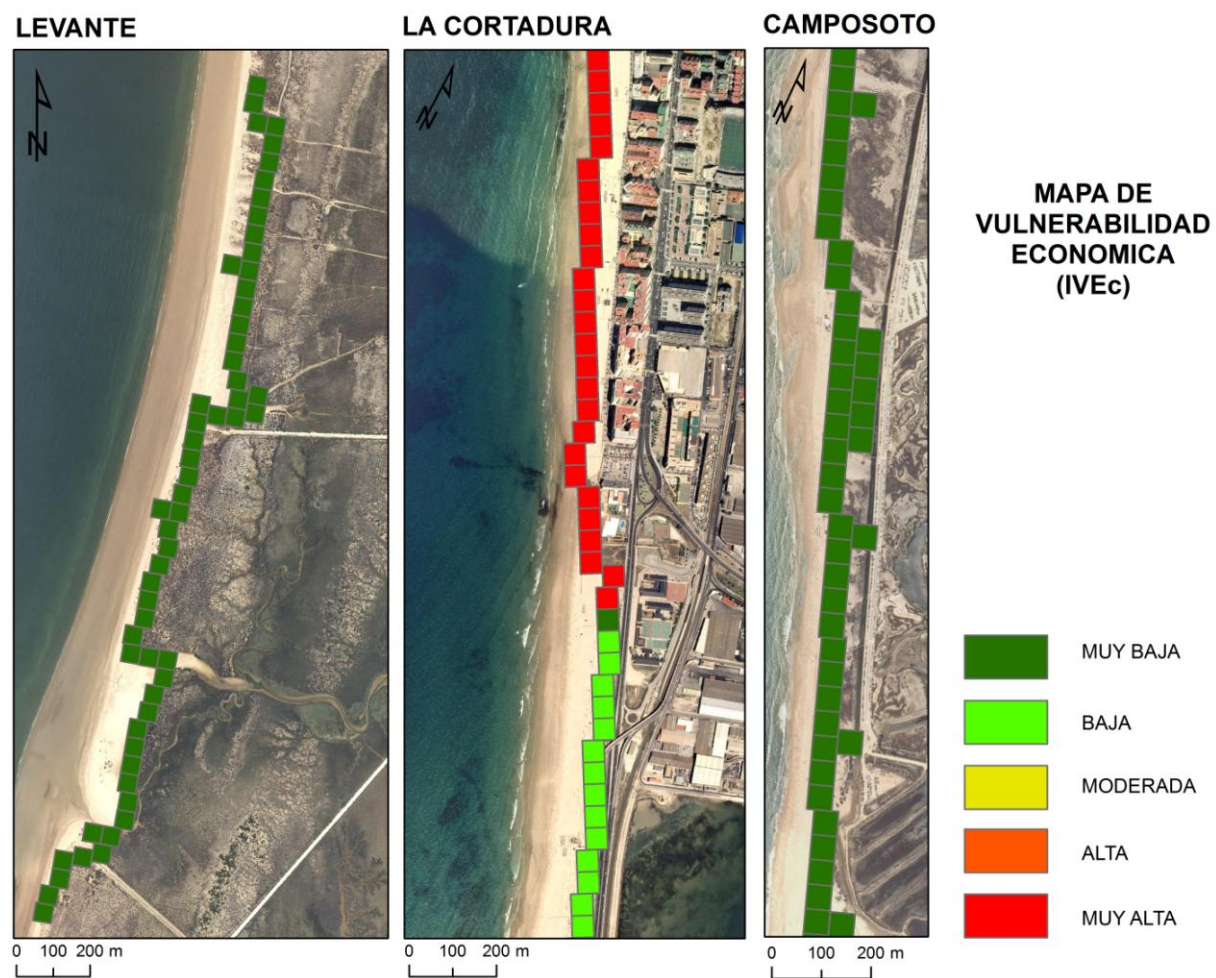


Figura 7.5. Mapa de vulnerabilidad económica (IVEc).

Los mapas de vulnerabilidad económica (IVEc) indican que el 17 % del área de estudio se encuentra dentro de un rango de vulnerabilidad muy alto, siendo la zona más vulnerables la zona de mayor densidad de población (La Cortadura – urbana - Figura 7.5). Las áreas de vulnerabilidad económica muy bajas y bajas alcanzan un 71 % y 12 %, respectivamente, del total evaluado.

El grado de susceptibilidad que presentan variables de tipo ecológico como son la cobertura y el tipo de sitio prioritario de conservación ante los eventos extremos de oleaje, se denominó dentro de este trabajo como índice de vulnerabilidad de conservación (IVCol – Figura 7.6). Para la línea de costa evaluada se obtuvieron porcentajes muy bajos en un 17 % del área, moderados en un 45 %, y muy altos en el 38 % del área (Figura 7.6). Los sitios más vulnerables se localizan dentro de las zonas de riqueza ecológica - sitios denominados como prioritarios para su conservación (Parque Marisma de los Toruños). Estos a su vez coinciden con zonas de menor desarrollo antropogénico, aunque están registrando en los últimos años intervenciones (a menor escala) asociadas al turismo de sol y playa (Figura 7.6).

Debido al carácter de ciudad “Turística - histórica” de Cádiz, se pudo realizar un mapa de vulnerabilidad asociada al patrimonio (Figura 7.7). Para esto se combinaron los mapas de amenaza por eventos extremos y un mapa de variables asociadas a la riqueza histórica de la ciudad (presencia de alguna comunidad formada por una minoría étnica o presencia de algún monumento o resto arqueológico). El cruce de estos mapas permitió identificar que el 5 % de las áreas estudiadas se encuentra vulnerable ante la erosión costera desde el punto de vista del patrimonio, esto pone de manifiesto que el fenómeno erosivo afecta sectores prioritarios con valor cultural, como son el fuerte localizado en la playa de La Cortadura.

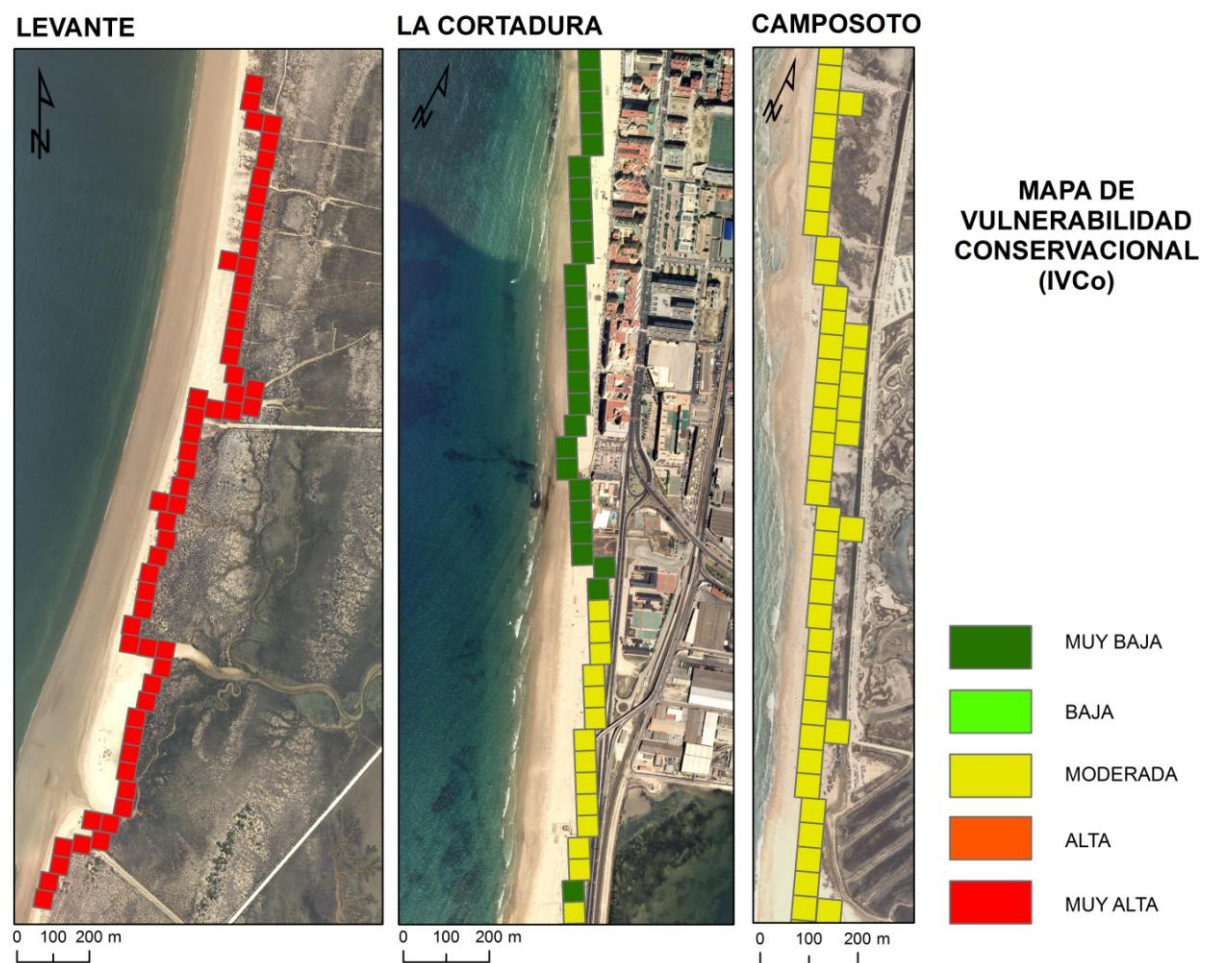


Figura 7.6. Mapa de vulnerabilidad de conservación (IVCo).

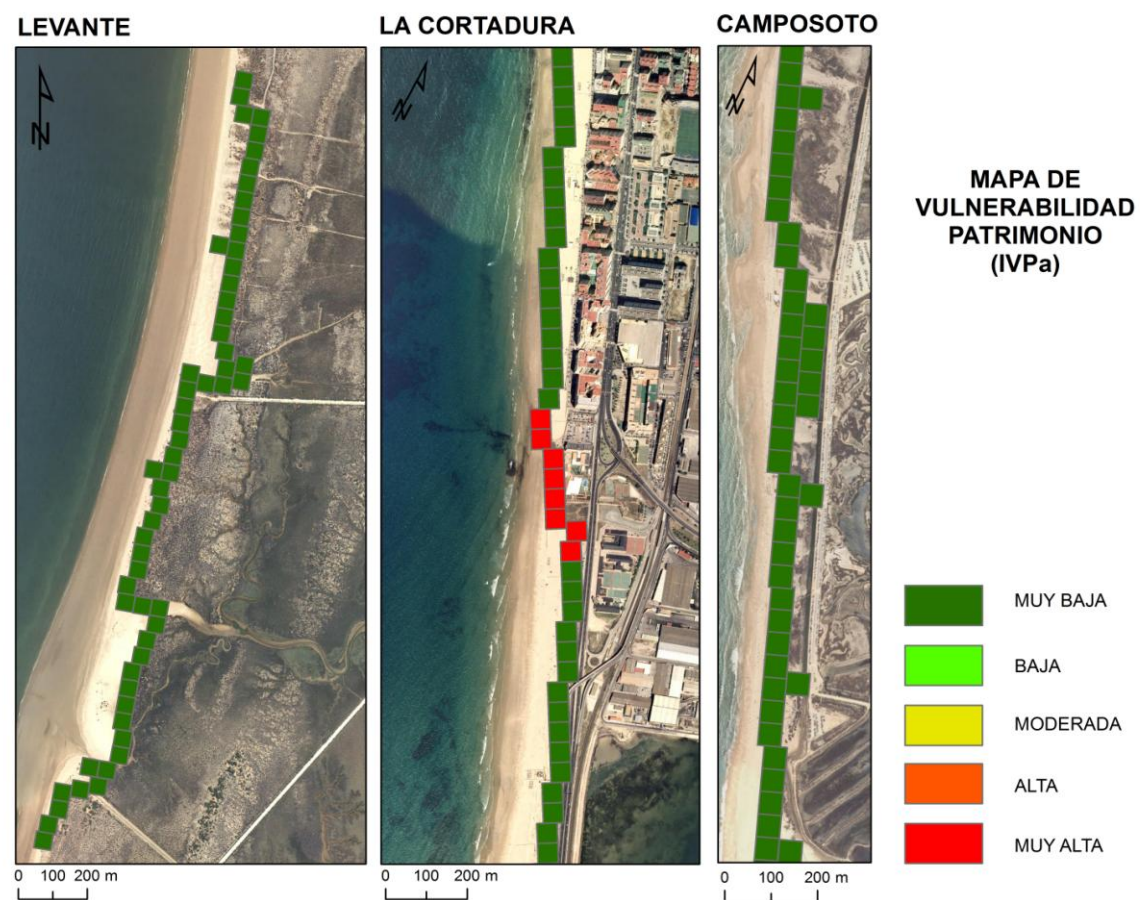


Figura 7.7. Mapa de vulnerabilidad por patrimonio (IVPa).

7.3.3 Riesgo

El riesgo medido desde el punto de vista social (RIVSo), mostró que las áreas en mayor peligro se encuentran ubicadas en la zona urbana de La Cortadura, y en gran parte de las playas de Levante y Camposoto. De manera general, el riesgo social está distribuido a lo largo de la línea de costa de la siguiente manera: riesgo moderado en un 31 % del área y riesgo alto –muy alto en el 69 % del área de estudio (Figura 7.8). Los datos antes mencionados nos indican una fuerte correlación entre los eventos extremos de oleaje, la vulnerabilidad encontrada y los patrones de asentamiento antropogénicos y los usos de suelo asociados.

El riesgo medido desde el punto de vista económico mostró que las áreas en mayor peligro se encuentran ubicadas en La Cortadura. De manera general, el riesgo económico está distribuido a lo largo de la línea de costa de la siguiente manera: riesgo muy bajo – bajo en un 26 % del área, riesgo moderado en un 49% del área y el riesgo alto –muy alto en el 25 % del área de estudio (Figura 7.9).

Desde el punto de vista de la conservación, el riesgo representa la probabilidad de pérdidas en sitios de alta importancia ecológica. A lo largo del área de estudio se logró determinar que el 12 % de la línea de costa se encuentra dentro de la categoría de riesgo muy bajo o bajo, el 14 % presenta riesgo moderado y el 75 % está catalogado como de riesgo alto y muy alto (Figura 7.10).

El mapa de riesgo del patrimonio muestra cómo las áreas de mayor riesgo están en la parte urbana de la ciudad de Cádiz. Estas áreas corresponden a un 4 % de la totalidad de la línea de costa analizada. El 43 y 52 % restantes corresponden a zonas de riesgo moderado y bajo o muy bajo, respectivamente (Figura 7.11).

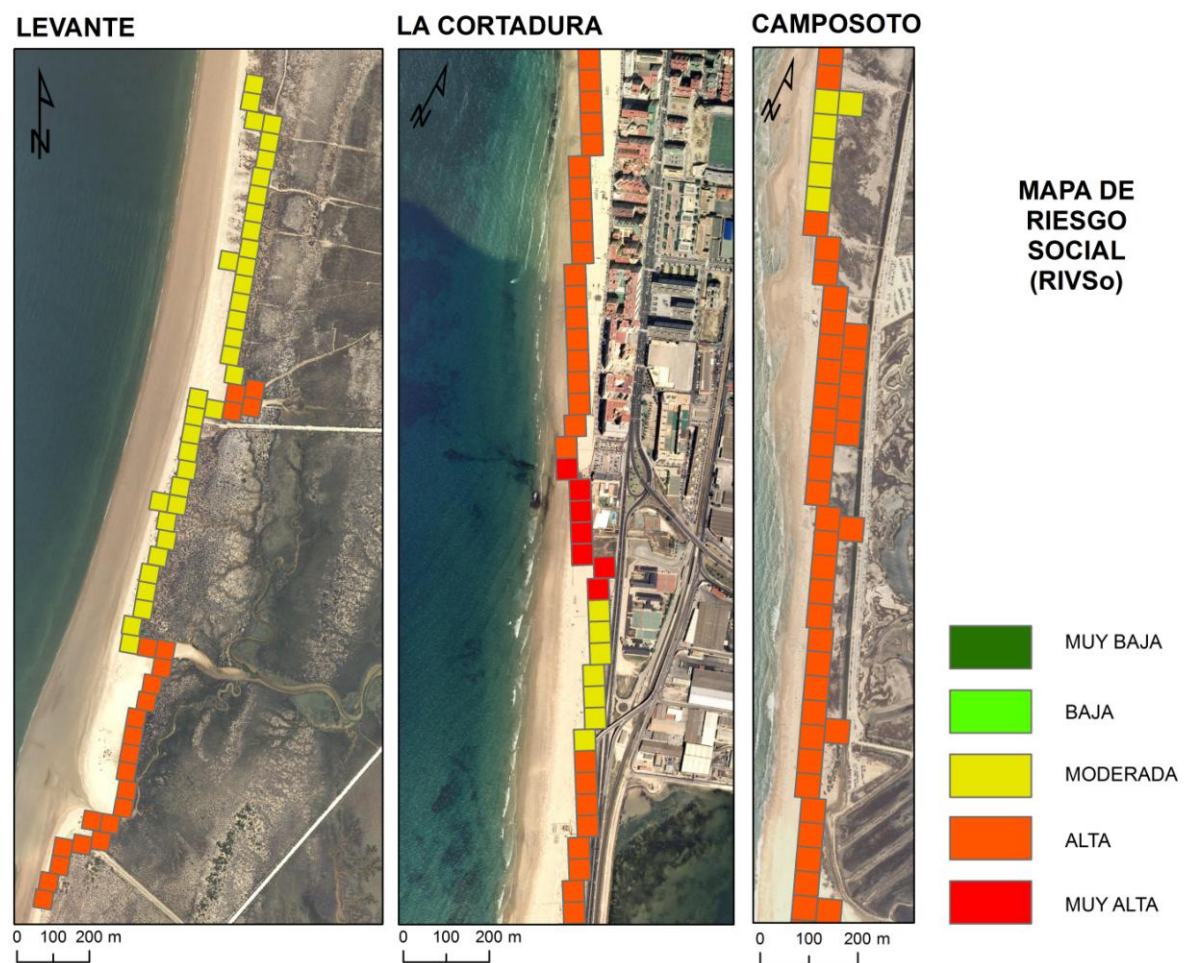


Figura 7.8. Mapa de riesgo social (RIVSo).

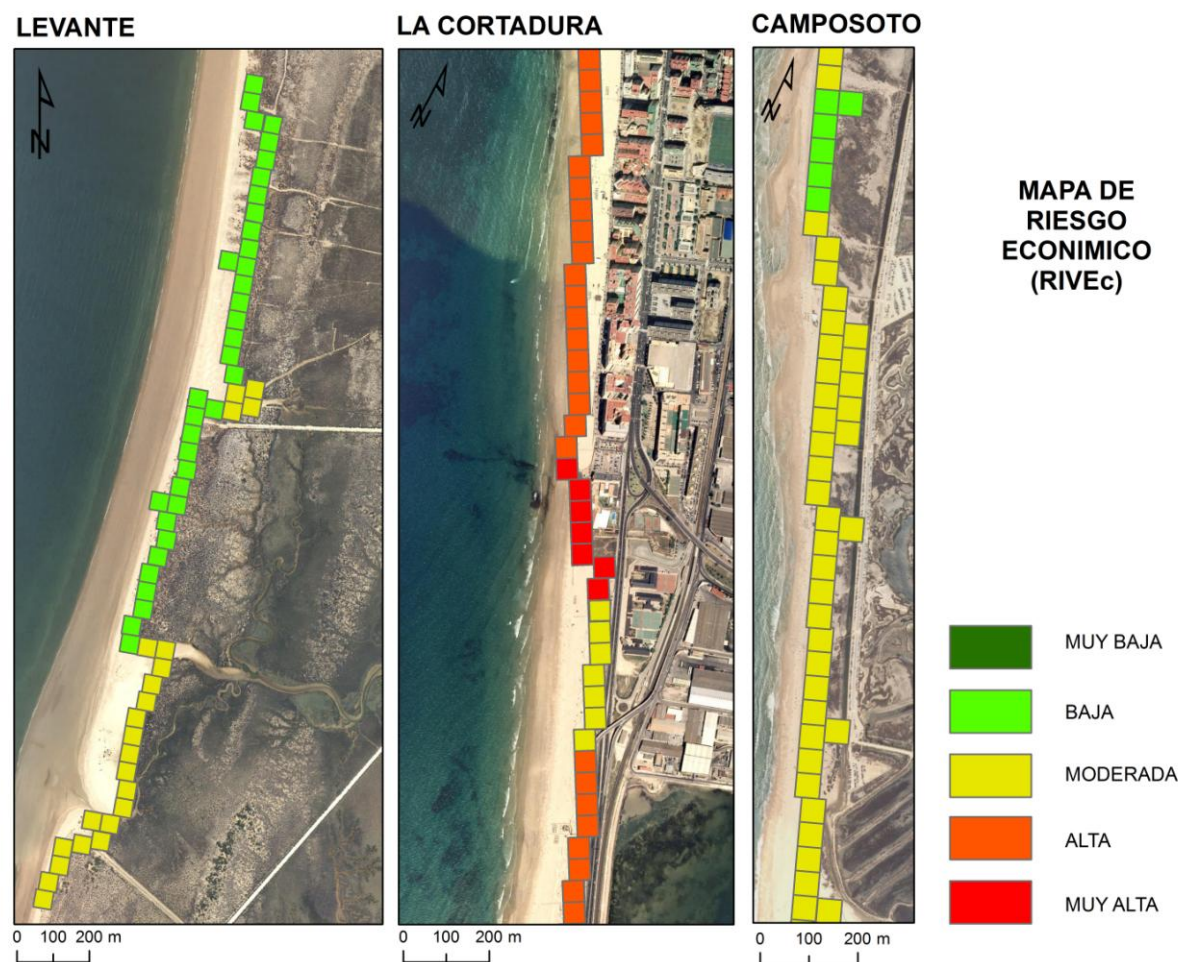


Figura 7.9. Mapa de riesgo económico (RIVEc).

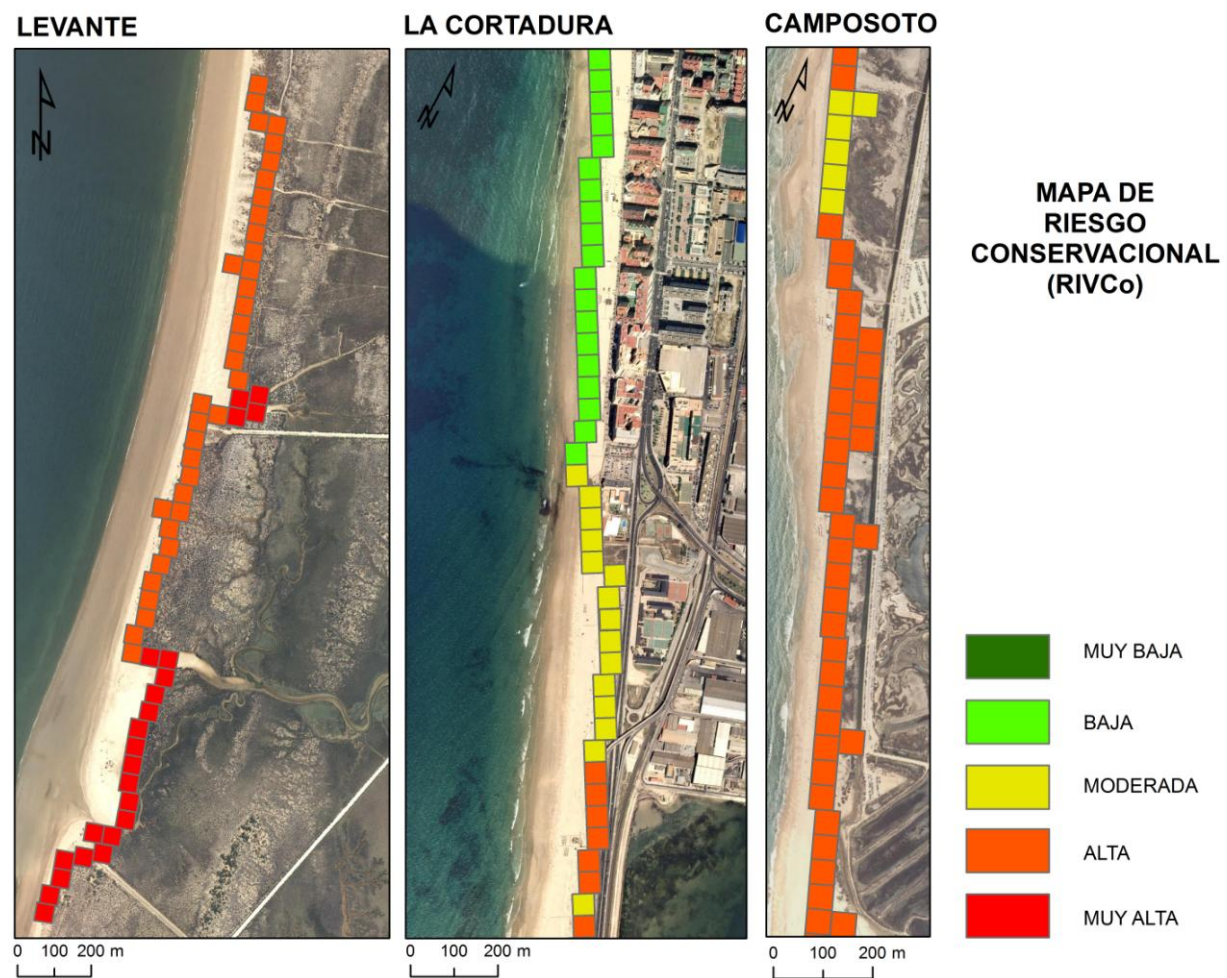


Figura 7.10. Mapa de riesgo de conservación (RIVCo).

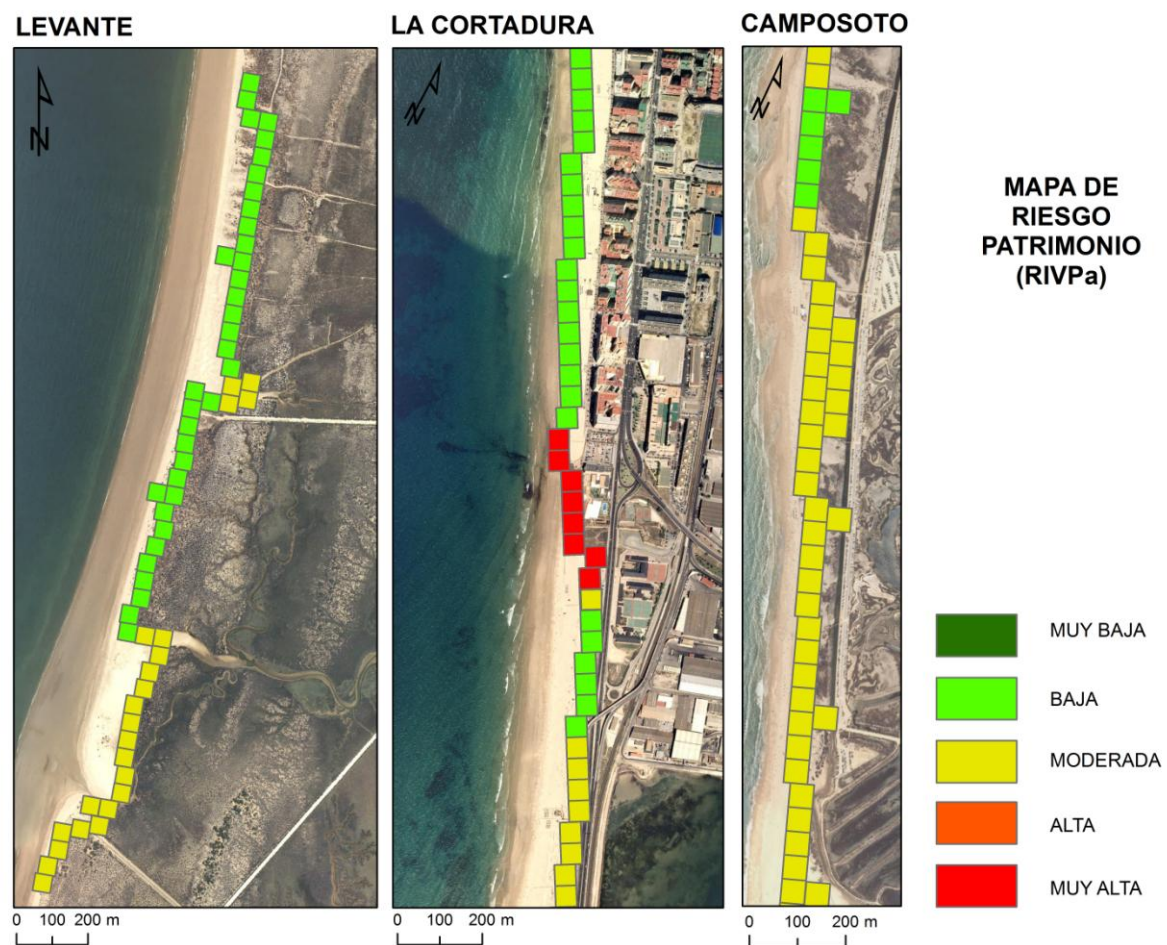


Figura 7.11. Mapa de riesgo por patrimonio (RIVPa).

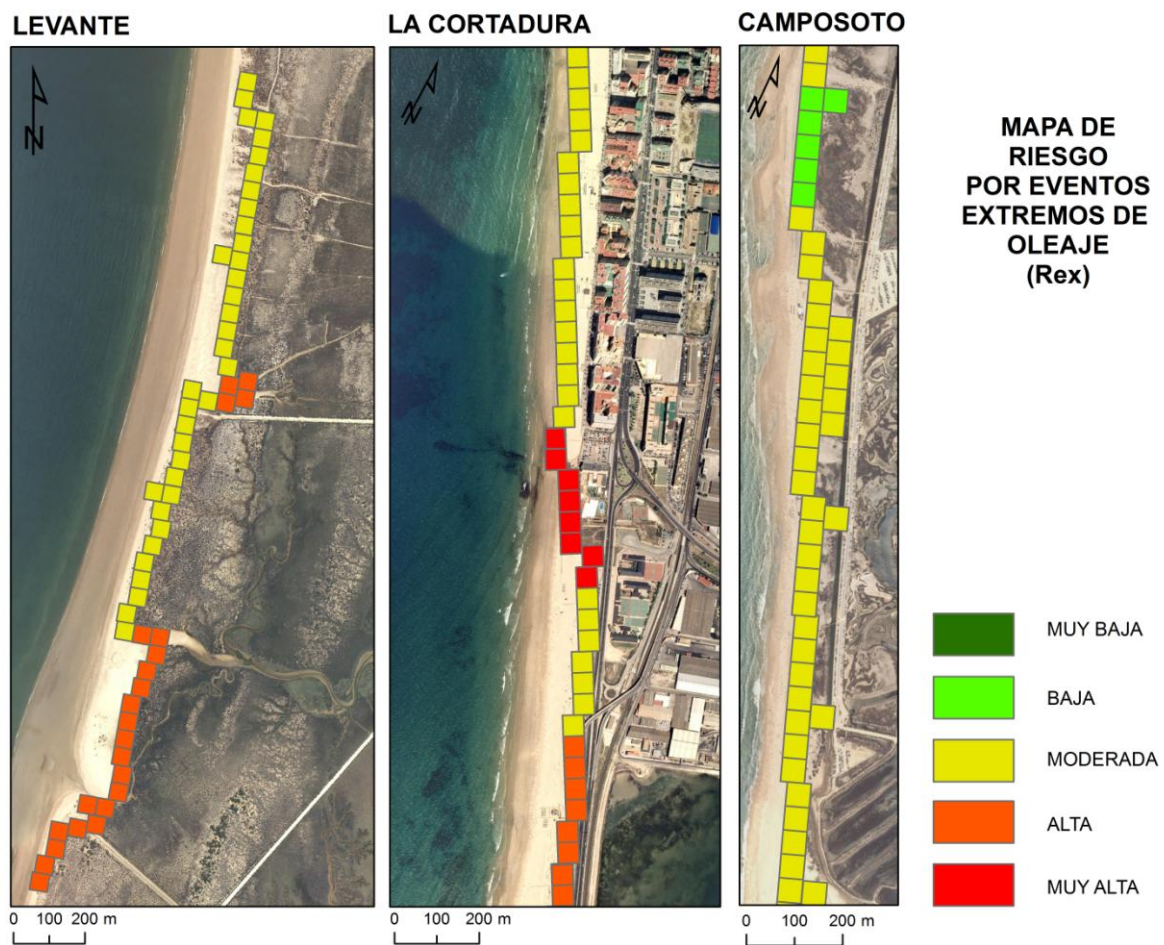


Figura 7.12. Mapa de riesgo total eventos extremos de oleaje (Rex).

7.4 DISCUSIÓN

7.4.1 Obtención del riesgo total

La sumatoria de los mapas anteriormente explicados da como resultado el mapa de riesgo total para el litoral estudiado. Dentro de este mapa se identificaron las áreas de La Cortadura urbana y la zona sur de la playa de Levante, como las más propensas a sufrir pérdidas, debido a la ocurrencia de eventos extremos de oleaje. De manera general se determinó que el 6 % del área puede ser catalogada como de riesgo bajo, el 70 % de riesgo moderado, el 22 % de riesgo alto y el 4 % de riesgo muy alto (Figura 7.12).

7.4.2 Consideraciones para la gestión costera

La idea de vulnerabilidad costera frente a los eventos extremos de oleaje deriva del concepto de riesgo, siendo éste no sólo ligado a la amenaza que representan los temporales para las estructuras antrópicas, sino también a la erosión y pérdida de playa, es decir a la potencial reducción de la capacidad de carga turística-recreativa de las zonas litorales.

La caracterización de la vulnerabilidad y del riesgo se realizaron con base en la evolución reciente de las zonas litorales estudiadas, combinadas con los tipos de usos de la costa desde cuatro puntos de vista: el social, el económico, de la conservación y del patrimonio. De este modo se obtuvieron cinco clases de vulnerabilidad y riesgo: muy alta, alta, moderada, baja y muy baja.

Los resultados obtenidos muestran que más del 97 % de la línea de costa evaluada se encuentra en situación de riesgo. Los valores altos de vulnerabilidad y riesgo están asociados principalmente a la combinación de altas tasas de retroceso asociado a los eventos extremos de oleaje y algún grado de intervención por parte del hombre dentro del entorno costero. En general, los tramos con vulnerabilidad y riesgo de alto a moderado son producto de tasas de erosión de moderadas a fuertes que intervienen

en zonas de uso urbano. Las zonas de vulnerabilidad y riesgo muy bajo a bajo son el resultado de poca o nula ocupación antropogénica en sectores relativamente estables.

Por otro lado, los resultados obtenidos permiten identificar las “zonas de colapso inminente” (ZCI). Según Crowell et al. (1999), la ZCI está definida como la zona litoral a partir de la línea de costa actual, con una anchura equivalente a cinco veces la tasa media anual de retroceso costero más unos 3 m (10 pies). Con las tasas de retrocesos calculadas (que alcanzan los 5 m/año), la ZCI se localizaría alrededor de los 27 m de la línea de costa, dejando de manifiesto que un porcentaje considerable del área de estudio se encuentra emplazado dentro de la ZCI.

Este estudio muestra que la ciudad de Cádiz presenta un litoral con una vulnerabilidad y riesgo de moderado a alto asociado a eventos extremos de oleaje. La vulnerabilidad y el riesgo obtenidos se deben no solo a las altas tasas de erosión registradas, relacionadas con la orientación de dicho sector y el alto grado de exposición a eventos extremos, sino especialmente al emplazamiento de las intervenciones antropogénicas que hacen aumentar considerablemente las pérdidas económicas potenciales ligadas al impacto de eventos extremos de oleaje.

Finalmente cabe destacar como, debido a la continua erosión del litoral, esencialmente relacionada con el impacto de eventos extremos de oleaje, los Ayuntamientos de Cádiz y San Fernando y Demarcación de Costas (sede Andalucía-Atlántico) se han visto obligados a intervenir repetidamente mediante la realización de numerosas regeneraciones de playa, obteniendo así una doble ventaja: la protección del litoral y la ampliación de las superficies de las playas aptas para el turismo.

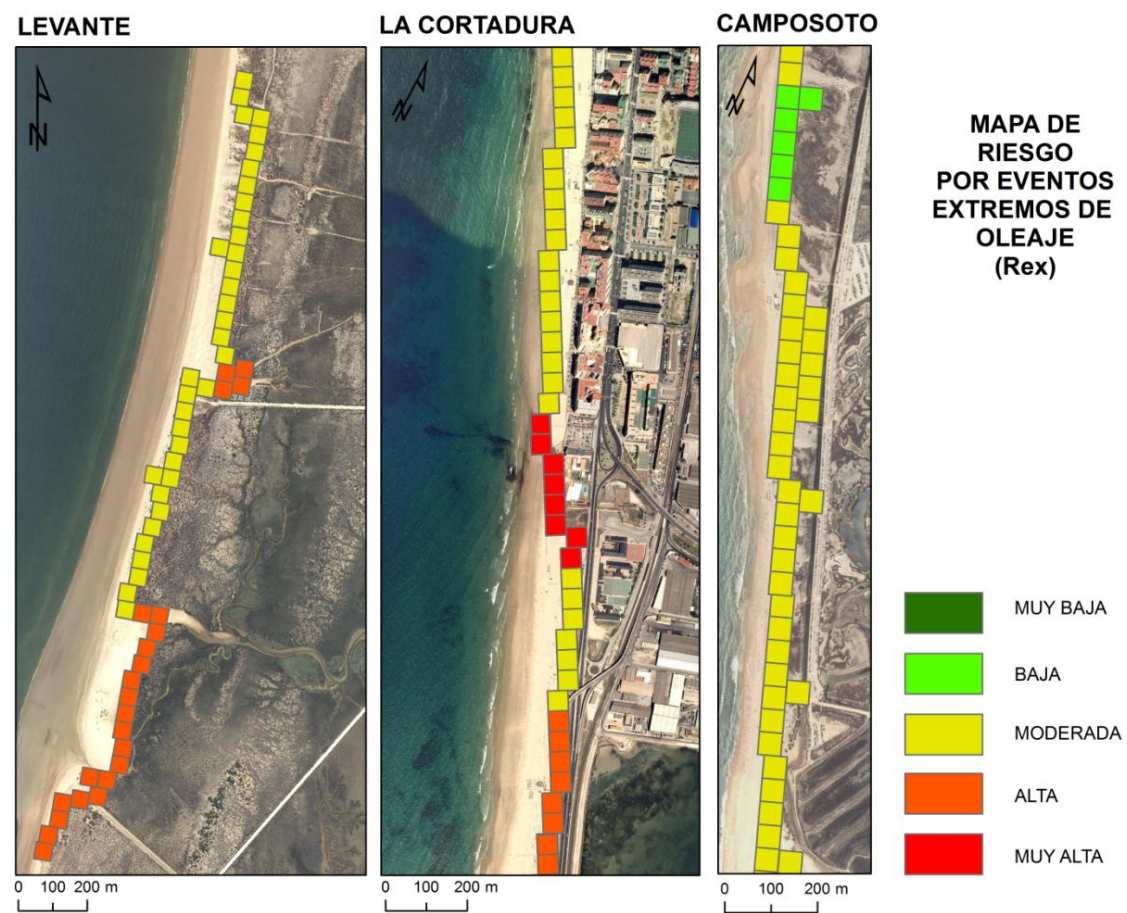


Figura 7.12. Mapa de riesgo total eventos extremos de oleaje (Rex).

CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES

*Sometimes I get the feelin'
I was back in the old days - long ago
When we were kids when we were young
Things seemed so perfect - you know
The days were endless we were crazy we were young
The sun was always shinin' - we just lived for fun
Sometimes it seems like lately - I just don't know
The rest of my life's been just a show*

(These are the days of our lives, Queen)

8.1 CONCLUSIONES

Los impactos de los eventos extremos sobre las costas de todo el mundo han incrementado e incrementarán en los próximos años a causa de procesos naturales (p. ej. el ascenso en el nivel del mar, el aumento en la frecuencia e intensidad de los temporales, etc.) e intervenciones humanas (p. ej. el incremento en el desarrollo de actividades turísticas e industriales en la zona costera).

Dentro de este contexto se puede considerar que el litoral andaluz y en particular el litoral de la ciudad de Cádiz, son especialmente susceptibles a los temporales marítimos. Muchos sectores que se encuentran dentro de esta área han registrado valores significativos de erosión a la par de que han sido altamente intervenidos por el hombre. Especial atención demandan las pérdidas de sedimentos y la consiguiente erosión de las playas, las cuales constituyen una fuente importante de ingresos para la economía local, regional y nacional.

En este trabajo se efectuó el análisis del clima marítimo y eventos extremos a escalas regional y local a partir de dos fuentes de información: i) puntos de predicción de oleaje (HIPOCAS) y ii) datos de oleaje medidos en tiempo real mediante boya de oleaje. El análisis consistió en la caracterización del clima marítimo invernal, la determinación de eventos extremos de oleaje y la clasificación de temporales, junto al estudio de las relaciones existentes entre las características y distribuciones de los temporales y los patrones de teleconexión regionales como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y la Oscilación Ártica (AO), entre otras.

El análisis realizado ratificó la naturaleza estacional del clima marítimo dentro del golfo de Cádiz.

A una escala regional (datos HIPOCAS), un total de 1.494 temporales fueron identificados y caracterizados a lo largo del golfo de Cádiz. Los resultados obtenidos en los cinco puntos estudiados mostraron diferencias significativas tanto en el número y dirección de procedencia. Los puntos de predicción ubicados en la zona Norte (Huelva

y Chipiona) registraron 137 y 189 temporales respectivamente, para estos la dirección de aproximación predominante correspondió con el III cuadrante. Los puntos de predicción de Cádiz y Conil registraron 377 y 369 temporales provenientes principalmente del III cuadrante y secundariamente del IV cuadrante, con algunos eventos anómalos procedentes del II cuadrante. El punto de predicción ubicado al frente de Bolonia registró la cantidad más elevada de temporales (422) proviniendo estos (en su gran mayoría) del III cuadrante (303 eventos), y secundariamente del II (59 eventos) y IV cuadrante (60 eventos).

A una escala local fueron registrados 139 temporales durante el intervalo de tiempo 1983-2012. Dentro de las clases I (débil) y II (moderada) se presentaron el 55 % y 33 % de los temporales. La clase III (significante) estuvo constituida por el 8 % de los temporales, mientras que las clases IV (severa) y V (extrema) contabilizaron el 3 y 1 % de los eventos.

En cuanto a las tendencias observadas en este estudio, estas se pueden dividir en cuatro fases climáticas:

- I) Finales de los '50 cuando se da una aparente homogeneidad en la ocurrencia de temporales (promedio de 7 temporales cada año).
- II) Desde mediados de los años '60 hasta mediados de los años '70, periodo de tiempo caracterizado por un leve decrecimiento en la ocurrencia de todos los parámetros (es decir el número de temporales).
- III) Mediados de los '70 y '80 con leves incrementos en el número y horas bajo condiciones de temporal.
- IV) Decrecimiento de parámetros a mediados de los '90 con la presencia de tres picos (extremos) correspondientes a los inviernos 1995-1996, 2002-2003 y 2009-2010.

El estudio de la relaciones existentes entre los patrones de teleconexión y la formación de temporales indicó que aproximadamente el 40 % del cambio en los valores

mensuales de altura de oleaje y parámetros de temporal están asociados a los cambios en los 8 patrones de teleconexión empleados en este trabajo. Este mismo análisis determinó que los más importantes impulsores de cambio son la Oscilación Ártica (AO) con el 22 % y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) con el 20 %, ambos son patrones importantes en la variabilidad climática y cambios a corto y largo plazo en el norte del océano Atlántico, Europa y la cuenca del Mediterráneo.

Es interesante resaltar que un gran número de temporales, largas duraciones y aumentos en los valores de *Storm Power* se observaron sólo cuando se dieron al mismo tiempo: i) fases neutrales a fuertemente negativas de la NAO y AO (89 tormentas y 3.355 horas) ó ii) cuando ocurrió un cambio abrupto de fase (es decir un movimiento de una fase positiva a negativa sin pasar por una fase neutral).

De igual forma, dentro de este trabajó, se analizó la evolución de la línea de costa entre los años 1976 – 2011 mediante el uso de fotografías aéreas de tres zonas litorales ubicadas en la zona de la bahía de Cádiz. Este análisis se efectuó por medio de una cartografía geomorfológica detallada y la reconstrucción de los cambios morfológicos (las variaciones de la línea de costa) experimentados por los sistemas naturales en los últimos años. De igual forma se presentó una cuantificación de las ganancias/pérdidas registradas por los distintos ambientes cartografiados, todo esto bajo la influencia de los eventos extremos de oleaje.

Se observó como a lo largo de las playas estudiadas, tanto el número de desbordamientos y sus áreas asociadas, tuvieron comportamientos muy similares, aun contando con diferentes órdenes de magnitud. En lo que respecta a los valores de variación del pie de duna (y sus respectivas tasas de erosión/acreción), se determinó cierto grado de correspondencia entre playas según su estado morfodinámico.

También se determinó que, en las dunas de las áreas estudiadas, se da un proceso de recuperación a “mediano plazo”. En detalle, de acuerdo a los datos obtenidos, se estableció que un periodo de 3 a 5 años de buenas condiciones climáticas podría ser suficiente para la formación de dunas embrionarias.

De acuerdo a los datos presentados en este trabajo, al parecer no existe una relación directa entre las condiciones energéticas observadas (número de temporales, duración y contenido energético) y las variaciones de la línea de costa registradas en las playas estudiadas. Más bien, las tasas de erosión encontradas estarían relacionadas con el impacto de grupos de temporales y principalmente con su sucesión temporal.

Para el litoral gaditano la erosión a mediano plazo, producto de la actuación de los eventos extremos de oleaje, estaría asociada a temporadas invernales con índices negativos a neutrales de la NAO y AO, dentro de los cuales se dan cambios de fase abruptos de estos dos patrones de teleconexión favoreciendo el desarrollo de temporales y grupos de temporales de forma sucesiva.

El litoral de Cádiz está directamente expuesto a los temporales que causan erosión severa en los sistemas playa – duna, pérdida en los ecosistemas asociados y daños en las estructuras costeras. Durante el intervalo de tiempo agosto 2009 – marzo 2012, las playas de Levante, Camposoto y La Cortadura, registraron el impacto de 20 temporales divididos en 5 grupos y 2 temporales individuales. El retroceso de las dunas fue estimado en 35 metros y los perfiles de playa mostraron erosión en la playa seca e intermareal alto y leve acumulación en el bajo. El primer grupo de temporales que afectaron la costa durante los meses de diciembre y enero fueron los responsables de los cambios morfológicos y volumétricos más importantes. Los resultados de este trabajo confirmaron que las playas del litoral de Cádiz son altamente vulnerables a los temporales que afectan de manera severa tanto las playas como las dunas a medio y corto plazo temporal.

El análisis de la información disponible permitió ratificar que los inviernos más energéticos encontrados en este trabajo, y en especial el invierno 2009-2010, estuvieron asociados a una extrema persistencia de fases negativas de los índices AO y NAO así como a excepcionales episodios de circulación atmosférica.

Dentro de este trabajo, para cada temporal y para cada grupo de temporales, se relacionaron entre sí una serie de variables energéticas y morfológicas, con el fin de determinar las diferencias en las respuestas de cada una de las cuatro playas estudiadas.

En el marco de este trabajo se pudo determinar que en el proceso de inundación costera asociada a los eventos extremos de oleaje, juegan un papel fundamental la energía del temporal (reflejada por el *Storm Power Index*) así como el estado morfodinámico de la playa impactada y el grado de exposición de esta al oleaje.

Otra variable energética estudiada correspondió al factor de erosividad (E_r) el cual es indicativo del potencial erosivo de las olas incidentes. Se observó que el factor de erosividad (E_r) aumenta dependiendo del estado morfodinámico de la playa y su grado de exposición al oleaje. Estas variaciones estarían asociadas a las diferencias que se dan en el oleaje que llega a la playa y en la velocidad de caída del sedimento propio de cada una de las playas estudiadas.

De igual forma se observó que, para temporales individuales, el *Storm Power* presenta una relación muy baja con el factor de erosividad, indicando así que los valores mayores de energía de temporal no necesariamente tendrán un mayor potencial erosivo dentro de una playa.

Esto indicaría que en las variaciones de la línea de costa y cambios morfológicos a lo largo de la costa de Cádiz, tiene una mayor influencia (mayor potencial erosivo) el desarrollo y sucesión de temporales individuales y grupos de temporales que la energía de cada uno de estos eventos.

Dentro del estudio de la morfodinámica litoral se suele emplear la relación existente entre el volumen del perfil y las pendientes como indicador del estado de la playa. El análisis de estas dos variables realizado en este trabajo ratificó que para las cuatro playas estudiadas, se presenta una fuerte correlación entre las pendientes del

intermareal alto y bajo y sus volúmenes asociados. Por otra parte, para casi todas las playas, se presenta una relación inversa entre la pendiente y el volumen total de la playa.

Los datos presentados en este trabajo indican la existencia de algún tipo de relación entre los parámetros de oleaje y la amplitud de la respuesta morfológica. Sin embargo, dichos parámetros no pudieron ayudar a establecer de forma clara una relación directa entre cualquiera de las variables energéticas calculadas (tanto para eventos individuales como grupos) y los cambios morfológicos (ya sean erosivos o acumulativos) observados en las playas de Cádiz.

El *Storm Power Index* y la energía del oleaje fueron las dos variables que tienen mayor influencia en los cambios volumétricos, morfológicos verticales y de pendiente en las playas de estados morfodinámicos disipativos a ultradisipativos como lo son la playa de Levante y La Cortadura. Asimismo se pudo determinar que las zonas del perfil más sensibles a estas dos variables energéticas correspondieron a la playa seca y a la parte alta del intermareal alto.

En todas las playas estudiadas se observó una relación más alta entre el *Storm Power* - Energía y las variaciones morfológicas asociadas a la intervención de grupos de temporales y no de temporales individuales con altos valores energéticos.

Las variables energéticas asociadas a la inundación costera (TSL e Inundación) mostraron una relación directamente proporcional a los cambios morfológicos. A mayor valor de TSL o Inundación, mayor fue el cambio morfológico observado. Al igual que con el *Storm Power* y la Energía del oleaje, la respuesta de la playa fue mucho más alta frente al impacto de grupos de temporales que a temporales individuales.

El factor de erosividad fue una variable energética que solo presentó cierta correlación en la playa de Camposoto. En esta playa estados de alta erosividad del oleaje incidente durante el temporal o grupos de temporales, dieron lugar a cambios altos en la vertical

y volúmenes de sedimento, así como a mayores pendientes. En el resto de las playas esta variable tuvo valores de correlación iguales a cero, lo cual podría indicar algún grado de restricción de uso de esta variable según el estado morfodinámico de la playa. Las relaciones entre volumen, variación vertical, pendiente y factor de erosividad del oleaje, determinadas en Camposoto, suelen ser bastante mejores en comparación a las demás en cuanto a que este parámetro, indicativo del potencial erosivo de las olas incidentes, está resaltando el papel de la altura de ola en costas de baja energía (como es la costa gaditana).

Las bajas relaciones obtenidas entre variables energéticas y morfológicas para las playas de la ciudad de Cádiz señalarían la existencia de una mayor susceptibilidad a eventos extremos de oleaje en playas con estados morfológicos intermedios – reflectivos.

A lo largo del litoral investigado, la secuencia de los temporales (más que el agrupamiento) y la morfología preexistente en la playa adquieren una gran importancia en el sentido que los primeros temporales (caracterizados por ser los menos energéticos) son capaces de producir cambios morfológicos importantes. Eventos sucesivos más energéticos (que por lo general se dan entre diciembre y enero) son capaces de llegar a la playa trasera causando escarpes en dunas y/o daños en la costa, indicando así la alta susceptibilidad de la costa gaditana a eventos de baja energía e incluso a condiciones normales de oleaje que tengan lugar cuando la playa se encuentra ya en un estado erosivo.

Dentro de este trabajo se intentó determinar la relación existente entre las variables estudiadas para establecer los umbrales de cambio morfológico a lo largo de las cuatro áreas estudiadas. Para esto se emplearon las zonas activas del perfil que fueron definidas a partir de las desviaciones estándar entre cada par de perfiles levantados. El análisis de los datos permitió determinar para las playas estudiadas las siguientes consideraciones:

- La mayor respuesta morfológica está asociada principalmente a la intervención de grupos de temporales.
- La mayor respuesta morfológica suele darse por encima del nivel medio del mar hacia la playa seca.
- La variable morfológica que mejor responde a las variaciones energéticas corresponde a los cambios verticales, y esta es seguida en importancia por el volumen y la pendiente.
- Las playas disipativas de Levante, La Cortadura Urbana y La Cortadura Seminatural responden mayormente al *Storm Power*, la energía del oleaje y el TSL y secundariamente al factor de erosividad.
- La playa intermedia de Camposoto responde mayormente al factor de erosividad y secundariamente al *Storm Power*, la energía del oleaje y el TSL.

Del análisis de los umbrales de cambio morfológico, se confirma, una vez más, la baja relación existente entre las condiciones energéticas observadas durante los temporales (ya sean individuales o agrupados) y los cambios morfológicos registrados en las playas de Cádiz. Esto daría fuerza a la teoría presentada a lo largo de este trabajo que sugiere que en los cambios morfológicos registrados en Cádiz tendría gran influencia la secuencialidad en la actuación tanto de temporales individuales como de grupos de temporales.

Empleando las relaciones encontradas entre las variaciones morfológicas y las condiciones energéticas, se determinó un límite de umbral que representa las condiciones de oleaje y de energía necesarias capaces de generar cambios morfológicos importantes para cada una de las playas estudiadas.

Finalmente se ha llegado a la conclusión de que los dos patrones de teleconexión (AO y NAO) son los que mejor explican la variabilidad del clima meteomarinero del litoral de Cádiz. Por consiguiente, estos dos patrones de teleconexión podrían ser los responsables, a corto plazo, de los cambios en las variables energéticas y morfológicas dentro de las cuatro playas estudiadas.

En este trabajo se realizó una evaluación de la amenaza, vulnerabilidad y el riesgo asociado a la erosión costera a lo largo de tres zonas litorales ubicadas en la bahía de Cádiz.

El mapa de amenaza por eventos extremos revela que el 44 % de la línea de costa de las áreas estudiadas puede ser catalogada dentro de un rango de amenaza moderado, y el restante 56 % está catalogado dentro de un rango de amenaza muy alta.

Dentro del mapa de riesgo realizado se identificaron las áreas de La Cortadura urbana y la zona sur de la playa de Levante, como las más propensas a sufrir pérdidas, debido a la ocurrencia de eventos extremos de oleaje. De manera general se determinó que el 6 % del área puede ser catalogada como de riesgo bajo, el 70 % de riesgo moderado, el 22 % de riesgo alto y el 4 % de riesgo muy alto.

BIBLIOGRAFÍA

- Achab, M. 2000. Estudio de la transferencia sedimentaria entre la bahía de Cádiz y la plataforma continental adyacente. Modelo de transporte mediante el uso de minerales de la arcilla como trazadores naturales. Tesis doctoral Universidad de Cádiz, España. 535 p.
- Aguirre, J. 1990. El Plioceno marino de la costa de Cádiz entre Chiclana y Conil. Tesis de Licenciatura Universidad de Granada, España. 55 p.
- Aguirre, J. 1995. Implicaciones paleoambientales y paleogeográficas de dos discontinuidades estratigráficas en los depósitos pliocénicos de Cádiz (SW de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 8: 161-174.
- Airy, G.B. 1845. On tides and waves. *Encyclopedia Metropolitana* 5. Mixed Sciences3. 396 p.
- Almeida, L.P., Ferreira, O., Pacheco, A. 2010. Thresholds for morphological changes on an exposed Sandy beach as a function of wave height. *Earth Surface Processes and Landforms* 36 (4): 523-532.
- Almeida, L.P., Ferreira, O., Voudouskas, M.I., Dodet, G. 2011. Historical variation and trends in storminess along the Portuguese South coast. *Natural Hazards Earth Systems Science* 11: 2407-2417.
- Almeida, L.P., Voudoukas, M.V., Ferreira, O., Rodrigues, B.A., Matias, A. 2012. Thresholds for storm impacts on an exposed sandy coastal area in southern Portugal. *Geomorphology* 143-144: 3-12.
- Alonso, C., Gracia, F.J., Benavente, J. 2009. Evolución histórica del sector meridional de la Bahía Interna de Cádiz. *RAMPAS* 11: 13-37.
- Alvarez, O., Tejedor, B., Tejedor, L., Kagan, B.A. 2003. A note on sea-breeze-induced seasonal variability in the K1 tidal constants in Cádiz Bay, Spain. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 58: 805-812.
- Allan, J.C., Komar, P.D. 2000. Are ocean wave heights increasing in the eastern North Pacific? *EOS, Transactions of the America Geophysical Union* 47: 561-567.
- Allan, R., Tett, S., Alexander, L. 2009. Fluctuations in autumn – winter severe storms over the British Isles: 1920 to present. *International Journal of Climatology* 29: 357-371.
- Anders, F.J., Byrnes, M.R., 1991. Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs. *Shore and Beach* 59 (1): 17-26.
- Andrade, C., Teixeira, S., Reis, R., Freitas, C. 1996. The record of storminess of the Portuguese NW coast in newspaper sources. En: Taussik, J., Mitchell, J. (eds), pp. 159-166. Partnership in coastal zone management. Samara Publishing Limited, Cardigan.
- Andrade, C., Trigo, R.M., Freitas, M.C., Gallego, M.C., Borges, P., Ramos, A.M. 2008. Comparing historic records of storm frequency and the North Atlantic Oscillation (NAO) chronology for the Azores region. *The Holocene* 15 (5): 745-754.
- Anfuso, G., Martinez, J.A., Andres, J., De la Coba, F., Vindel, B., Sanchez, F., Lopez-Aguayo, F. 1998. Características morfométricas de las barras intermareales del litoral gaditano entre Chipiona y Rota (Cádiz). En: Gomez, A., Salvador, F. (eds), pp. 35-49. Investigaciones recientes de la geomorfología española, SEG y servicios Publicos. Universidad de Barcelona.

- Anfuso, G., Achab, M., Cultrone, G., Lopez-Aguayo, F. 1999. Field assessment of remobilization depth in mesotidal beaches (SW Spain) along a single tidal cycle. En: Randazzo, G. (ed), pp. 446-447. Coastal Environment Management. EUCC-EUCC/Italy.
- Anfuso, G., Martínez, J.A., Gracia, F.J. 2001. Longshore distribution of morphodynamic beach states in an apparently homogeneous coast (Chipiona-Rota, SW Spain). En: Ozhan, E. (ed), pp. 49-56. Medcoast 01: Proceedings of 15th International Conference. Antalya, Turquía.
- Anfuso, G. 2002. Morfología y dinámica sedimentaria del litoral gaditano entre Chipiona y Rota. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz. Publicado en CD-Rom.
- Anfuso, G., Gracia, F.J. 2005. Morphodynamic characteristics and short term evolution of a coastal sector in SW Spain: implications for coastal erosion management. *Journal of Coastal Research* 21 (6): 1139-1153.
- Anfuso, G., Dominguez, L., Gracia, F.J. 2007. Short and medium-term evolution of a coastal sector in Cadiz, SW Spain. *Catena* 70: 229-242.
- BACC Author Team. 2008. Assessment of climate change for the Baltic Sea basin. Springer-Verlag. Berlin, Alemania. 473 p.
- Backstrom, J.T., Jackson, D.W.T., Cooper, J.A.G., Malvárez, G.C. 2008. Stormdriven shoreface morphodynamics on a low-wave energy delta: the role of nearshore topography and shoreline orientation. *Journal of Coastal Research* 24 (6): 1379-1387.
- Bacon, S., Carter, D.J.T. 1991. Wave climate changes in the North Atlantic and North Sea. *International Journal of Climatology* 11: 545-558.
- Bacon, S., Carter, D.J.T. 1993. A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic. *International Journal of Climatology* 13: 423-436.
- Baena, J., Zazo, C., Goy, J.L. 1987. Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja 1061 (Cádiz). Instituto Geológico Minero Español. Cadiz, España.
- Balbontín, P. 2009. Coastal erosion and flooding hazards due to storm surges in Camposoto beach (Bay of Cadiz Natural Park, Spain). Tesis de maestría Universidad de Cádiz, España. 54 p.
- Ballesta, M., Morales, J., Acosta, E.A. 1998. Efecto erosivo de los temporales del invierno 1995-1996 sobre la playa de Mazagon (Huelva, SO España): Influencia de las construcciones costeras. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 11 (3-4): 285-296.
- Balsillie, J. 1986. Beach and coast erosion due to extreme event impact. *Shore & Beach* 54 (4): 22- 37.
- Baptista, P., Bastos, L., Bernardes, C., Cunha, T., Dias, J. 2008. Monitoring Sandy Shores Morphologies by DGPS – A Practical Tool to Generate Digital Elevation Models. *Journal of Coastal Research* 24 (6): 1516-1528.
- Barnston, A.G., Livezey, R.E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review* 15: 1083-1126.

- Barr, S. 2004. Port beach coastal erosion study, Technical report 427. Department for planning and infrastructure: Fremantle, Australia. 62 p.
- Barragán, J.M. 2004. Las áreas litorales de España. Del análisis geográfico a la gestión integrada. Ariel, Barcelona, España. 214 p.
- Battjes, J.A. 1974. Computation of set up, long shore currents, run - up and overtopping due to wind generated waves, Communications on Hydraulic, Delf University of Technology. Report 2. 74 p.
- Becker, D. 1997. Global Warming Central: Debate number three. <http://www.law.pace.edu>.
- Bell, G.D., Janowiak, J.E. 1995. Atmospheric circulation associated with the Midwest floods of 1993. *Bulletin of American Meteorological Society* 5: 681-695.
- Benavente, J. 1997. Introducción al estudio de la dinámica sedimentaria de las playas del Norte de la Bahía de Cádiz: Vistahermosa, Santa Catalina y La Puntilla. Tesis de Licenciatura Universidad de Cádiz, España. 192 p.
- Benavente, J., Gracia, F.J., López-Aguayo, F. 1998. Morfodinamica de la playa de la Puntilla (Puerto de Santa María, Bahía de Cádiz). En: Gomez, A., Salvador, F. (eds): Investigaciones recientes de la geomorfología española, SEG y Servicios de publicaciones. Universidad de Barcelona. 316 p.
- Benavente, J., Reyes, J.L. 1999. The application of morphodynamic index to exposed beaches of Cadiz Bay. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía* 15 (1-4): 213-220.
- Benavente, J. 2000. Morfodinámica litoral de la Bahía Externa de Cádiz. Tesis doctoral Universidad de Cádiz, España. 534 p.
- Benavente, J., Reyes, J.L., Anfuso, G. 2000. Patrón de presentación de morfologías intermareales en dos playas expuestas de la Bahía de Cádiz. *Geogaceta* 27: 19-22.
- Benavente, J., Gracia, F.J., Lopez-Aguayo, F. 2000. Empirical model of morphodynamic beachface behaviour for low-energy mesotidal environments. *Marine Geology* 167: 375-390.
- Benavente, J., Del Río, L., Gracia, F.J. 2006. Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Continental Shelf Research* 26: 1061-1076.
- Benkheil, J. 1976. Etude neotectonique de la terminaison occidentale des Cordilleres Betiques. These 3 Cycle. Universidad de Niza, Francia. 180 p.
- Bird, E.C.F. 1984. Coasts: An introduction to coastal geomorphology. Tercera edición. Blackwell, Oxford, Reino Unido. 320 p.
- Bird, E.C.F. 1993. Submerging coasts: the effects of a rising sea level on coastal environments. Wiley. Chichester, Reino Unido. 184 p.
- Bird, E.C.F. 2008. Coastal Geomorphology: An Introduction, 2nd ed. Wiley. Chichester, Reino Unido. 432 p.
- Birkemeier, W.A., Nicholls, R.J. Lee GH. 1999. Storms, storm groups and nearshore morphologic change. Proceedings of the Coastal Sediments'99 Conference. ASCE: 1109-1122.

- Blasco, F. 1984. Climatic factors and the biology of mangrove plants. En: Snedaker, S.C., Snedaker, J.G. (Eds). *The Mangrove Ecosystem: Research Methods*. UNESCO, París, Francia. 251 p.
- Borja, F. 1992. Cuaternario reciente, holoceno y periodos históricos del SW de Andalucía. Tesis Doctoral Universidad de Sevilla, España. 820 p.
- Bowden, K.F. 1983. *Physical oceanography of coastal waters*, Ellis Horwood, Southampton, Reino Unido. 302 p.
- Brito, J.N., Coelho, L.C. 2002. *Fotogrametría Digital*. Instituto Militar de Engenharia, Rio de Janeiro, Brasil. 215 p.
- Bromirski, P.D., Flinck, R.E., Cayan, D.R. 2003. Storminess variability along the California coast 1858-2000. *Journal of Climate* 16 (6): 982-993.
- Bruun, P. 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. *Proceedings of American Society of Civil Engineering - Journal Waterways Harbors Division* 88: 117-130.
- Bryant, E.A. 1988. Storminess and high tide beach change stranwell park Australia 1943-1978. *Marine Geology* 79 (3): 171-187.
- Butt, A.T., McCarl, B.A., Angerer, J., Dyke, P.T., Stuth, J.W. 2003. The economic and food security implications of climate change. *Climatic Change* 68: 355-378.
- Callaghan, D.P. 2009. Quantifying the storm erosion hazard for coastal planning. *Coastal Engineering* 56: 90-93.
- Cambers, G. 1998. *Coping with beach erosion*. UNESCO Publishing, París, Francia. 120 p.
- Capo, S., Parisot, J.P., Bujan, S. Senechal, N. 2009. Short time morphodynamics response of the Truc vert Beach to storm conditions. *Proceedings of the 10th International Coastal Symposium*, Lisboa, Portugal. *Journal of Coastal Research* SI 56: 1741-1745.
- Carr, A., Blackley, M., King, H. 1982. Spatial and seasonal aspects of beach stability. *Earth Surface Processes and Landforms* 7: 267-282.
- Carter, R.W.G. 1988. *Coastal environments*. Academic Press, Londres, Reino Unido. 617 p.
- Castelle, B., Turner, I.L., Ruessink, B.G., Tomlinson, R.B. 2007. Impact of storms on beach erosion: Broadbeach (Gold Coast, Australia). *Proceedings of the 9th International Coastal Symposium*, Gold Coast, Australia. *Journal of Coastal Research* SI 50: 534-539.
- Cattiaux, J., Vautard, R., Cassou, C., Yiou, P., Masson-Delmotte, V., Codron F. 2010. Winter 2010 in Europe: A cold extreme in a warming climate. *Geophysical Research Letters* 37 (20): L20704, doi: 10.1029/2010GL044613.
- CERC (Coastal Engineering Research Centre). 1984. *Shore Protection Manual*. U.S. Army Corps of Engineers. Printing Office. Washington, Estados Unidos. 93 p.
- Ciavola, P., Armaroli, C., Perini, L., Luciani, P. 2006. Evaluation of maximum storm wave run-up and surges along the Emilia-Romagna coastline (NE Italy): A step towards a risk zonation in support of local CZM strategies. In Krishnamoorthy, R. et al. (eds.): *Integrated Coastal Zone Management (ICZM) - the global challenge*. Research Publishing Services, Singapur. 800 p.
- Ciavola, P., Gatti, M., Armaroli, C., Balouin, Y. 2004. Valutazione della variazione della linea di riva nell'area di Lido di Dante (RA) tramite GIS e monitoraggio con GPS cinematico. *Atti dei convegni dei Lincei* 205: 113-121.

- Chen, W.Y., Van den Dool, H. 2003. Sensitivity of teleconnection patterns to the sign of their primary action center. *Monthly Weather Review* 131: 2885-2899.
- Cohen, J., Foster, J., Barlow, M., Saito, K., Jones J. 2010. Winter 2009-2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event. *Geophysical Research Letters* 37: L17707, doi: 10.1029/2010GL044256.
- Coles, S. 2001. *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer, Londres, Reino Unido. 224 p.
- Cooper, J.A.G., Pilkey, O.H. 2004. Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change* 43: 157-171.
- Corbella, S., Stretch, D. D. 2011. Decadal trends in wave climate and beach erosion on the east coast of South Africa. *Natural Hazards Earth Systems* 12: 2515-2527.
- Corbella, S. 2010. A review of Durban's wave climate and storm induced changes, M.Sc. Thesis. University of KwaZulu-Natal, Durban, Sudafrica. 308 p.
- Corbella, S., Stretch, D. D. 2012. Shoreline recovery from storms on the east coast of Southern Africa. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12: 11-22.
- Correa, I.D., Ríos, A., Gonzales, D., Toro, M., Ojeda, G., Restrepo, I. 2007. Erosión litoral entre Arboletes y Punta San Bernardo, Costa Caribe Colombiana. *Boletín de Geología* 29 (2): 117-128.
- Cowell, P.J., Hanslow, D.J., Meleo, J.F. 1999. The shoreface. En: Short, A.D. (ed.), pp. 37-71. *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Wiley, Inc. Chichester, Reino Unido.
- Crowell, M., Buckley, M.K. 1993. Calculating erosion rates: using long-term data to increase data confidence. *Coastal Zone'93. ASCE*: 117-129.
- Crowell, M., Leikin, H., Buckley, M. 1999. Evaluation of coastal erosion hazards study: an overview. *Journal of Coastal Research* SI 28: 2-9.
- Cuarteto, A., Felicísimo, A. M. 2003. Rectificación y ortorrectificación de imágenes de satélite: análisis comparativo y discusión. *GeoFocus* 3: 45-57.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L. 1987. Pleistocene sea-level changes in the Bay of Cadiz (SW Spain). En: C. Zazo (ed.): Late quaternary sea-level changes in Spain. *Trabajos del Cuaternario. C.S.I.C.* 10: 265-281.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Lario, J., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., González, J.A., Flores, J.A. 1998. Holocene incised-valley fills and coastal evolution in the Gulf of Cádiz (Southern Spain). *MBSS Newsletter* 20: 45-48.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Lario, J., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., González, J.A., Flores, J.A. 1999. Sequence stratigraphy of Holocene incised-valley fills and coastal evolution in the Gulf of Cádiz (southern Spain). *Geologie en Mijnbouw* 77: 263-281.
- Dailidienė, I., Davulienė, L., Kelpsaite, L., Razinkovas, A. 2011. Analysis of the climate change in Lithuanian coastal areas of the Baltic Sea. *Journal of Coastal Research* 28 (3): 557-569.
- Dal Cin, R., Simeoni, U. 1994. A model for determining the classification, vulnerability and risk in the southern coastal zone of the Marche (Italy). *Journal of Coastal Research* 10 (1): 18-29.
- Davidson-Arnott, R.G.D. 2010. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge University Press. Cambridge. Reino Unido. 432 p.

- Davis, R.E., Dolan, R., Demme, G. 1993. Synoptic climatology of Atlantic coast extratropical storms. *International Journal of Climatology* 13: 171-189.
- Dean, R.D. 1973. Heuristic models of sand transport in the surf zone. *Proceedings of the Engineering Dynamics in the Surf Zone* 1: 208-214.
- Del Río, L. 2007. Riesgos de erosión costera en el litoral atlántico gaditano. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, España. 496 p.
- Del Río, L., Garcia, F., 2009. Erosion risk assessment of active coastal, cliffs in temperate environments. *Geomorphology* 112: 82-95.
- Del Río, L., Plomaritis, T.A., Benavente, J., Valladares, M., Ribera, P., 2012. Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cádiz coast. *Geomorphology* 143-144: 13-23.
- Di Paola, G., Iglesias, J., Rodriguez, G., Benassai, G., Aucelli, P., Pappone, G. 2011. Estimating coastal vulnerability in a meso-tidal beach by means of quantitative and semi-quantitative methodologies. *Journal of Coastal Research* SI 61: 303-308.
- Dodet, G., Bertin, X., Taborda, R. 2010. Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modeling* 31: 120-131.
- Dolan, R. Godfrey, P., 1973. Effects of Hurricane Ginger on the barrier islands of North Carolina. *Geological Society of America Bulletin* 84: 1329-1334.
- Dolan, R., Hayden, B., May, P., Suzette., R. 1980. The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs. *Shore and Beach* 48: 22-29.
- Dolan R., Davis RE. 1992. An intensity scale for Atlantic coast northeast storms. *Journal of Coastal Research* 8: 352-364.
- Donat, M., Leckebusch, GC., Pinto, JG, Ulbrich, U. 2010. European storminess and associated circulation weather types: future changes deduced from a multi-model ensemble of GCM simulations. *Climate Research* 42: 27-43.
- Donnelly, J.P., Bryant, S.S., Butler, J., Dowling, J., Fan, L., Hausmann, N., Newby, P., Shuman, B., Stern, J., Westover, K., Webb, T. 2001. 700 yr sedimentary record of intense hurricane landfalls in southern New England. *Geological Society of America Bulletin* 113: 714-727.
- Donnelly, J.P., Butler, J., Roll, S., Wengren, M., Webb, T., 2006. A backbarrier overwash record of intense storms from Brigantine, New Jersey. *Marine Geology* 210: 107-121.
- Domínguez-Bella, S. 2008. Geología en el entorno de la ciudad de Cádiz. *Revista Atlántica-Mediterránea de Prehistoria y Arqueología Social* 10: 117-130.
- Dorsch, W., Newland, T., Tassone, D., Tymons, S., Walker, D. 2008. A statistical approach to modeling the temporal patterns of ocean storms. *Journal of Coastal Research* 24 (6): 1430-1438.
- Douglas, S.L., Weggel, J.R. 1988. Laboratory experiments on the influence of wind on nearshore wave breaking. *Proceedings of Coastal Engineering Conference ASCE* 46: 632-643.
- Douglas, B.C, Crowell, M. 2000. Long-term shoreline position prediction and error propagation. *Journal of Coastal Research* 16 (1): 145-152.
- Dupuis, H., Michel, D., Sottolichio A. 2006. Wave climate evolution in the Bay of Biscay over two decades. *Journal of Marine Systems* 63: 105-114.

- Durgappa, R. 2008. Coastal protection works. Seventh International Conference of Coastal and Port Engineering in Developing Countries, COPEDEC VII, Paper No: 97, p. 14. Dubai.
- Edelman, T. 1968. Dune erosion during storm conditions. Proceedings of 13th conference on coastal engineering, Vancouver, Canada.
- Eliot, I.G., Clarke, D.J. 1986. Minor storm impact on the beach face of a sheltered sandy beach. *Marine Geology* 73 (1-2): 61-83.
- Esbensen, S.K. 1984. A comparison of intermonthly and interannually teleconnection in the 700 mb geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review* 112: 2016-2032.
- Esteves, L.S., Williams, J.J., Brown, J.M. 2011. Looking for evidence of climate change impacts in the eastern Irish Sea. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11: 1641-1656.
- Esteves, L.S., Brown, J.M., Williams, J.J., Lymbery, G., 2012. Quantifying thresholds for significant dune erosion along the Sefton Coast, Northwest England. *Geomorphology* 143: 52-61.
- Fenster, M., Dolan, R., Morton, R.A. 2001. Coastal storms and shoreline change: signal or noise. *Journal of Coastal Research* 17: 714-720.
- Ferreira, O., Diaz, J.A., Gama, C., Taborda, R. 1995. Quantification of beach erosion caused by storms on the Portuguese coast. En: Healy, M.G., Doody, J.P. (eds.), pp. 267-273. Directions in European Coastal Management, Samara Publ., Key Biscayne, Usa.
- Ferreira, O. 2005. Storm groups versus extreme single storms: predicted erosion and management consequences. *Journal of Coastal Research* SI 42: 221-227.
- Ferreira, O. 2006. The role of storm groups in the erosion of sandy coasts. *Earth Surface Processes and Landforms* 31 (8): 1058-1060.
- Ferreira, O., Voudoukas MV., Ciavola P. 2009. *MICORE review of climate change impacts on storm occurrence*. MICORE: Florencia, Italia. 125 p.
- Férriz, F.J. 1991. El Plio-Pleistoceno de la Bahía de Cádiz entre Puerto Real, Cádiz y El Puerto de Santa María. Tesis de Licenciatura Universidad de Granada, España. 110 p.
- Fredsoe, J. Deigaard, R. 1992. Mechanics of coastal sediment transport. Advanced series on Ocean Engineering, vol.3, World Scientific. USA. 366 p.
- Friedman, G.M., Sanders, J.E. 1978. Principles of sedimentology. Pearson Prentice Hall. Londres, Inglaterra. 792 p.
- Folk, R.L., Ward, W.C. 1957. Brazos River Bar. A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Forbes, D.L., Shaw, J., Taylor, R.B. 1997. Climate change impacts in the coastal zone of Atlantic Canada in Climate Impacts and Adaption, Canada Country Study, Atlantic Regional Report. Environment Canada, Bedford, Canada. 99 p.
- Forbes, D.L., Parkes, G., Manson, G.K., Ketch L. 2004. Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology* 210: 169-204.
- Friedman, G.M., Sanders, J.E. 1978. *Principles of sedimentology*. J.Wiley & Sons, Londres, Inglaterra. 792 p.
- Gallego, M.C., Garcia, J.A., Vaquero, J.M. 2005. The NAO signal in daily rainfall series over the Iberian Peninsula. *Climate Research* 29 (2): 103-109.

- Galvin, C.J. 1968. Breaker type classification on three laboratory beaches. *Journal of Geophysical Research* 73: 3651-3659.
- Galvin, C.J., Breaker, Jr. 1968. Type classification on three laboratory Beaches, *Journal of Geophysical Research* 73 (12): 3651-3670
- García-Herrera, R., Gimeno, L., Ribera, P., Hernández, E. 2005. New records of Atlantic hurricanes from Spanish documentary sources. *Journal of Geophysical Research* 110, D03109.
- Gavala, J. 1927. Cádiz y su bahía en el transcurso de los tiempos geológicos. *Asociación Española para el Progreso de las Ciencias, sec. IV, Ciencias Naturales*, p. 35-50.
- Geng, Q., Sugi, M. 2001. Variability of the North Atlantic cyclone activity in winter analyzed from NCEP-NCAR reanalysis data. *Journal of Climate* 14: 3863-3873.
- Gerstner, F. 1802. *Theorie der Wellen*. Abhandlugen der Koniglichen bomischen Gessellschaft der Wissenschaften.
- Gervais, M., Balouin, Y., Belon, R. 2012. Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions coastline, France. *Geomorphology* 143-144: 69-80.
- Goda Y. 1988. On the methodology of selecting design wave height. Proceedings of the twenty-first coastal engineering conference. Malaga, España. 899 – 913.
- González-Mejías, C., Alvarez-Esteban, O., Reyes-Perez, J., Acevedo-Merino, A. 2010. Two-dimensional modeling of hydrodynamics and sediment transport in the San Pedro tidal creek (Cadiz Bay): morphodynamical implications. *Ciencias marinas*, 36: 393-412.
- Gornitz, V.M. 1990. Vulnerability of the East coast, USA to future sea level rise. *Journal of Coastal Research* SI 9: 201-237.
- Gornitz, V.M., R.C. Daniels, T.W. White y K.R. Birdwell, K. 1994. The development of a coastal risk assessment database: Vulnerability to sea-level rise in the U.S. Southeast. En: Fink, C.W. (Ed). *Coastal hazards: Perception, susceptibility and mitigation*. *Journal of Coastal Research* SI 12: 327-338.
- Gourlay, M.R. 1968. Beach and dune erosion tests. Delft Hydraulics Laboratory, Report nºM935/M936, Delft, Holanda. 708 p.
- Gracia, F.J., López-Aguayo, F. 1996. Estudio Geomorfológico. En: Barragán-Muñoz, J.M. (Coord.), 217-229. Estudios para la ordenación planificación y gestión integradas de las zonas húmedas de la Bahía de Cádiz. Universidad de Cádiz y Ed. Oikos-Tau. Cadiz, España.
- Gracia, F.J., Rodríguez, J., Benavente, J., Cáceres, L., López-Aguayo, F. 1999. Tectónica cuaternaria en la Bahía de Cádiz. En: Pallí, L., Roqué, C. (eds.), pp. 67-74. Avances en el estudio del Cuaternario Español, AEQUA, Universidad de Girona, España.
- Gracia, F.J., Benavente, J. 2000. Geomorfología de la costa atlántica gaditana. En: de Andrés, J.R., Gracia, F.J. (eds.). pp. 237-255. Geomorfología litoral. Procesos activos. Monografía nº 7 de la SEG. Ministerio de Ciencia y Tecnología, ITGE y Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz, España.
- Gracia, F.J., Rodríguez Vidal, J., Belluomini, G., Cáceres, L.M., Benavente, J., Alonso, C. 2008. Diapiric uplift of an MIS 3 marine deposit in SW Spain. Implications in Late

- Pleistocene sea level reconstruction and palaeogeography of the Strait of Gibraltar. *Quaternary Science Reviews* 27 (23-24): 2219-2231.
- Gringoten L.L. 1963. A plotting rule for extreme probability paper. *Journal of Geophysical Research* 68 (3): 813-814.
- Guedes C., Weisse R., Carretero JC., Alvarez E. 2002. A 40 year hindcast of wind, sea level and waves in European waters. Proceedings of the 21st International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering. OMAE'02-SR28604. Oslo, Noruega, 7 p.
- Guillemot, E. 1986. Téledétection des milieux littoraux de Baie de Cadix. Tesis doctoral Universidad de Paris I, Francia. 151 p.
- Guillemot, E., Arriba, J.A. 1987. El medio físico litoral y los impactos medioambientales. En: Fourneau, F., Garrido, J. (eds.), pp. 49-86. Evolución de los paisajes y ordenación del territorio en Andalucía Occidental. Bahía de Cádiz. Diputación de Cádiz y Casa de Velásquez, España.
- Guillén, J., Díaz, J. I. 1990. Elementos morfológicos en la zona litoral: ejemplos en el delta del Ebro. *Scientia Marina* 54 (4): 359-373.
- Guillén, J. 1992. Dinámica y balance sedimentario en los ambientes fluvial y litoral del Delta del Ebro. Tesis Doctoral. Instituto de Ciencias del Mar de Barcelona, España. 580 p.
- Guisado Pintado, E., Málvarez García, G., Navas Concha, F. 2010. Los modelos de propagación de oleaje, simulación morfodinámica y las TIG. En: Ojeda, J., Pita, M.F. y Vallejo, I. (eds.), pp. 861-872. Tecnologías de la Información Geográfica: La Información Geográfica al servicio de los ciudadanos. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Sevilla, España.
- Gulev, S.K., Zolina, O., Grigoriev, S. 2001. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamics* 17: 795-809.
- Gutiérrez, J.M., Martín, A., Domínguez, S., Moral, J.P. 1991. Introducción a la geología de la Provincia de Cádiz. Servicio Publicaciones Universidad de Cádiz, España. 315 p.
- Gutiérrez, J.M., Gracia, F.J. 1994. Control morfoestructural de la dinámica sedimentaria litoral en el margen suratlántico español (Prov. Cádiz, España). *Gaia* 8: 87-90.
- Gutiérrez, J.M., Hernández, F.J., López, A., López-Aguayo, F. 1994. Establecimiento de la traza de los flujos desde la Bahía de Cádiz a la plataforma continental. *Gaia* 8: 125-128.
- Gutiérrez, J.M., Hernández, F.J., López-Aguayo, F. 1996. Holocene sedimentary dynamics on the Iberian continental shelf of the Gulf of Cadiz (SW Spain). *Continental Shelf Research* 16: 1635-1653.
- Guza, R.T., Inman, D.L. 1975. Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research* 80 (21): 2997-3012.
- Hansom, J. 2001. Coastal sensitivity to environmental change: a view from the beach. *Catena* 42 (2-4): 291-305.
- Hanson, H., Larson, M. 2008. Implications of extreme waves and water levels in the southern Baltic sea. *Journal of Hydraulic Research* 46 (2): 292-302.

- Hardisty, J. 1986. A morphodynamic model for beach gradients. *Earth Surface Processes and Landforms* 11: 327-333.
- Hardisty, J. 1990. Beaches form and process. Unwin Hyman, Londres, Reino Unido. 324 p.
- Hatzaki, M., Flocas, H.A., Maheras, P., Asimakopoulos, D.N., Giannakopoulos, C. 2006. Study of future climatic variations of a teleconnection pattern affecting Eastern Mediterranean. *Global NEST Journal* 8 (3): 195-203.
- Higgins, R.W., Leetma, A., Kousky, V.E. 2002. Relationships between climate variability and winter temperature extremes in the United States. *Journal of Climate* 15: 1555-1572.
- Holthuijsen, Leo H. 2007. *Waves in oceanic and coastal waters*, Cambridge University Press, ciudad pais 387 p.
- Horikawa, K. 1988. *Nearshore dynamics and coastal processes*. Tokyo University Press. Tokio, Japon. 522 p.
- Houghton, J.T., Jenkins, G.J., Ephraums, J.J. 1990. The climate change scientific assessment of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido. 410 p.
- Houghton, J.T., Callender, B.A., Varney, S.K. 1992. Climate change 1992: the supplementary report to the IPCC scientific assessment. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido. 199 p.
- Houser, C., Greenwood, B. 2005. Hydrodynamics and sediment transport within the inner surf zone of a lacustrine multiple-barred nearshore. *Marine Geology* 218 (1-4): 37-63.
- Houser, C., Hamilton, S. 2009. Sensitivity of post-hurricane beach and dune recovery to event frequency. *Earth Surface Processes and Landforms* 34: 613-628.
- Hsu, T.W., Wang, H. 1997. Geometric characteristics of storm beach profiles. *Journal of Coastal Research* 13: 1102-1110.
- Hurrell, J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269: 676-679.
- Hurrell, J.W., Deser C. 2009. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems* 78 (1): 28-41.
- Instituto Hidrográfico de la Marina, 2009. Anuario de mareas. Cadiz, España. 76 p.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: Synthesis report. Contribution of working groups I, II and III to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change [Core Writing Team, RK Pachauri and A Reisinger (eds.)]. IPCC. Ginebra, Suiza. 104 p.
- Iribarren, C.R., Nogales, C. 1949. Protection des ports, Section II. Comm. 4, XVII *International Naval Congress*. Lisboa, Portugal. 31-80.
- Jackson, N.L., Nordstrom, K.F. 1992. Depth of activation of sediment by plunging breakers on a steep sand beach. *Marine Geology* 115: 143-151.
- Jenkinson, A.F. 1955. The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 81: 158-171.
- Jenks, G.F., Caspal, F.C. 1971. Error on choroplethic maps: definition, measurement, reduction. *Annals of the Association of American Geographers* 61 (2): 217-244.
- Jimenez, J.A., Sanchez-Arcilla, A., Valdemoro, H.I., Gracia, V., Nieto, F. 1997. Processes reshaping the Ebro delta. *Marine Geology* 144: 59-79.

- Johnson, D.W. 1919. Shore processes and shoreline development. Stanhope Press, Londres, Reino Unido. 610 p.
- Kagan, B., Alvarez-Esteban, O., Gorchakov, E.V. 2008. Weak sensitivity of the swan wave model to variations in hydrodynamic properties of sea bottom. *Izvestiâ Akademii nauk SSSR. Fizika atmosfery i okeana* 44: 781-786.
- Keim, B.D., Muller, R.A., Stone, G.W. 2004. Spatial and temporal variability of coastal storms in the North Atlantic Basin. *Marine Geology* 210: 7-15.
- Kelpsaite, L., Dailidienė, I., Soomere, T. 2011. Changes in wave dynamics at the south-eastern coast of the Baltic proper during the 1993-2008. *Boreal Environmental Research* 16: 220-232.
- King, C.A.M. 1972. *Beaches and Coasts*. Edward Arnold. Londres, Reino Unido 570 p.
- Kinsman, B. 1965. Wind Waves. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New jersey, USA. 676 p.
- Knutson, T.R., Tuleya, R.E. 2004. Impact of CO₂- Induced warming on simulated hurricane intensity and precipitation: Sensitivity to the choice of climate model and convective parameterization. *Journal of Climate* 17: 3477-3495.
- Komar, P.D. 1998. Beach processes and sedimentation. Prentice-Hal, New York , USA. 544 p.
- Komar, P.D., Allan, J.C. 2008. Increasing hurricane-generated wave heights along the U.S. East Coast and their climate controls. *Journal of Coastal Research* 24 (2): 479-488.
- Korteweg, D.J. de Vries, F. 1895. On the change of form of long waves advancing in a rectangular canal, and on a new type of long stationary waves. *Philosophical Magazine* 39: 422-443.
- Kriebel, D.L., Dean, R.G. 1985. Numerical simulation of time - dependent beach and dune erosion. *Coastal Engineering* 9: 221-245.
- Kushnir, Y., Cardone, V.J., Greenwood, J.G., Cane, M. 1997. On the recent increase in North Atlantic wave heights. *Journal of Climate* 10: 2107-2113.
- Lario, J., Zazo, C., Dabrio, C., Somoza, L. Goy, J.L., Barbadajá, T., Silva, P. 1995. Record of recent Holocene sediment input on spit bars and deltas of South Spain. *Journal of Coastal Research* Special Issue nº 17. Holocene Cycles: Climate, sea levels and sedimentation, 241-245.
- Lario, J. 1996. Último e presente interglaciar en el área de conexión atlántico-mediterráneo (Sur de España). Variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes. Tesis doctoral Departamento Geología del CSIC, Madrid, España. 269 p.
- Larson, M., Kraus, N. 1994. Temporal and spatial scale of beach profile change, Duck, North Carolina. *Marine Geology* 117: 75-94.
- Lashof, D. 1997. Global Warming Central: Debate number three. <http://www.law.pace.edu/>
- Leatherman, S.P. 1979. Dynamics of a northern barrier beach: Nauset Spit, Cape Cod, Massachusetts. *The Geological Society of America Bulletin* 97 (1): 116-124.
- Lee, G., Nicholls, R.J., Birkemeier, W.A. 1998. Storm-induced profile variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981–1991. *Marine Geology* 148: 163-177.

- Lei, G., Cai, F., 2005. Typhoon response model of sedimentary and geomorphological associations on Xiasha beach, Jiangtian, Fujian. *Journal of Oceanography in Taiwan Strait* 24 (3): 395-403.
- Lemm, A.J., Hegge, B.J., Masselink, G. 1999. Offshore wave climate, Perth (Western Australia): 1994-1996. *Marine and Freshwater Research* 50: 95-102.
- Li, F., Roncovich, L., Bicknell, C., Lowry, R., Ilich, K. 2011. Interannual variability and trends of storminess Perth, 1994-2008. *Journal of Coastal Research* 27 (4): 738-745.
- L'Heureux, J.S., Glimsdal, S., Longva, O., Hansen, L., Harbitz, C.B. 2010. The 1888 shoreline landslide and tsunami in Trondheimsfjorden, central Norway. *Marine Geophysical Researches*. DOI 10.1007/s11001-010-9103-z. 17 p.
- Lozano, I., Devoy, R.J.N., May, W., Andersen, U. 2004. Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology* 210: 205-225.
- Mabesoone, J.M. 1963a. Les sediments Pré-Quaternaries et Villafranchiens des basin fluvial de la Guadalete (Prov. de Cádiz). *Estudios Geológicos* 19: 143-149.
- Mabesoone, J.M. 1963b. Observations on sedimentology and geomorphology of the Guadalete drainage area (Cadiz, Spain). *Geologie en Mijnbouw* 42: 309-328.
- Mabesoone, J.M. 1966. Deposition and provenance of the sediments in the Guadalete estuary (Spain). *Geologie en Mijnbouw* 5: 25-32.
- Maldonado, A., Nelson, C.H. 1988. Dos ejemplos de márgenes continentales de la Península Ibérica: El margen del Ebro y el Golfo de Cádiz. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 1: 317-325.
- Malvarez, G., Pollard, J., Domínguez, R. 2000. Origins, management and measurement of stress on the coast of Southern Spain. *Coastal Management* 28: 215-234.
- Mao, R., Gong, D., Bao, J., Fan, Y. 2011. Possible influence of Arctic Oscillation on dist storm frequency in North China. *Journal of Geographical Sciences* 21 (2): 207-218.
- Martín-Algarra, A., Moral-Cardona, J., Dominguez-Bella, S. 1991. Introducción a la geología de la provincia de Cádiz. Servicios de Publicación de la Universidad de Cádiz, España. 315 p.
- Martínez, J., Sastre, J., Alemán, G., Castro, J.J., Martín, A. Robayna, D. 1987. Los movimientos de las superficies de topográficas en las playas de arena: métodos de investigación e interpretación. *Revista de Obras Públicas*. Julio-Agosto: 469-483.
- Martínez, J. 1997. Geomorfología Ambiental: primera parte. Servicio de publicaciones de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España. 216 p.
- Martínez, J.A. 2000. Aplicación de la fotogrametría estereoscópica al estudio morfométrico y al cálculo de tasas de erosión costera en la flecha de Valdelagrana (Bahía de Cádiz). Tesis de Licenciatura Universidad de Cádiz, España. 142 p.
- Maspataud, A., Ruz, M.H. Héquette, A., 2009, Spatial variability in post-storm beach recovery along a macrotidal barred beach, southern North Sea. *Journal of Coastal Research* SI 56: 88-92.
- Masselink, G., Short, A.D. 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research* 9: 785-800.
- Masselink, G., Pattiaratchi, C.B. 2001. Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. *Marine Geology* 172 (3-4): 243-263.

- Masselink, G., Aagaard, T., Kroon, A. 2011. Destruction of intertidal bar morphology during a summer storm surge event: Example of positive morphodynamic feedback. *Journal of Coastal Research* SI64: 105-109.
- Matias, A., Vila-Concejo, A., Ferreira, O., Dias, J.A. 2003. Field measurements of morphologic variations during an overwash event. Proc. 4th Symp. on the Atlantic Iberian Continental Margin, *Thalassas*, 19 (2b): 164-165.
- Matias, A. 2006. Overwash sedimentary dynamics in the Ria Formosa barrier islands. Tesis doctoral Universidad de Algarve, Portugal. 253 p.
- Matulla, C., Schoner, W., Alexandersson, H. 2007. European storminess: late nineteenth century to present. *Climate Dynamics* 31: 125-130.
- McManus, J. 1980. Grain size determination and interpretation. En: Tucker, M. (ed.), pp. 63-85. *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Sc. Publ. Londres, Reino Unido.
- McLaughlin, S., McKenna, J., Cooper, J.A.G. 2002. Socioeconomic data in coastal vulnerability indices: constraints and opportunities. *Journal of Coastal Research* SI 36: 487-497.
- Medina, R., Losada, I., Losada, M.A., Vidal, C. 1995. Variabilidad de los perfiles de playa: forma y distribución granulométrica. *Ingeniería del Agua* 2: 133-142.
- Mélières, F. 1982. Reserches sur la Dynamique Sédimentaire du Golfe du Cadix (Espagne). Tesis doctoral Universidad Paris, Francia. 235 p.
- Menanteau, L. 1979. Les Marismas du Guadalquivir. Exemple de Transformation d'un Paysage Alluvial au cours du Quaternaire Récent. Tesis Doctoral Universidad de Paris-Sobona, Francia. 154 p.
- Menanteau, L., Thomas Y.F. 1997. Teledetección de los paleodrenajes en las marismas del litoral atlántico de Andalucía. En: Rodríguez Vidal, J. (ed.), pp. 140-142. Cuaternario Ibérico, AEQUA, Universidad de Huelva, España.
- Mendoza, E.T., Jiménez, J.A. 2008. Coastal storm classification on the Catalan littoral (NW Mediterranean). *Ingeniería Hidráulica en México* 23(2): 23-34.
- Menéndez, M., Méndez, F., Losada, I., Medina, R., Abascal, A. 2004. Variaciones del régimen extremal del clima marítimo en el litoral español en el periodo 1958-2001. En: Concha, D., Garcia, J., Álvarez, D. (eds), pp. 73-84. *El Clima entre el mar y la montaña*. Universidad de Cantabria: Santander, España.
- Miche, R. 1951. Le Pouvoir reflechissant des ouvrages maritimes exposes a l'action de la houle, *Annales des Ponts et Chaussées* 121: 285-319.
- Montero de Burgos, J.L., González, J.L. 1974. Diagramas bioclimáticos. Publicaciones Ministerio de Agricultura. Madrid, España. 379 p.
- Moore, L.J. 2000. Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research* 6 (1): 111-124.
- Moore, L.J., Griggs, G.B. 2002. Long-term cliff retreat erosion hotspots along the central shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary. *Marine Geology* 181: 265-283.
- Moritz, H., Moritz, H. 2006. Evaluating extreme storm power and potential implications to coastal infrastructure damage, Oregon Coast USA. 9th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting. Victoria, Canada. 48 p.

- Morton, I., Bowers, J., Mould, G. 1997. Estimating return period wave heights and winds speeds using a seasonal point process model. *Coastal Engineering* 26: 251-270.
- Morton, R.A., Paine, J.G., Gibeaut, J.C. 1994. Stages and durations of post-storm beach recovery, southeastern Texas coast, U.S.A. *Journal of Coastal Research* 10: 884-908.
- Morton, R.A., Gibeaut, J.C., Paine, J.G. 1995 Meso-scale transfer of sand during and after storms: implications for prediction of shoreline movement. *Marine Geology* 126 (1-4): 161-179.
- Morton, R.A. 2002. Factors controlling storm impacts on coastal barriers and beaches a preliminary basis for real-time forecasting. *Journal of Coastal Research* 18 (4): 838-838.
- Mount, N.J., Louis, J., Teeuw, R.M., Zukowskyj, P.M., Stott, T. 2003. Estimation of error in bankfull width comparisons from temporally sequenced raw and corrected aerial photographs. *Geomorphology* 56: 65-77.
- Muñoz-Díaz, D., Rodrigo, F.S. 2003. Effects of the North Atlantic Oscillation on the probability for climatic categories of local monthly rainfall in southern Spain. *International Journal of Climatology* 23: 381-397.
- Muñoz, J.L., Sánchez, A. 1994. El medio físico y biológico en la bahía de Cádiz: saco interior. *Informaciones técnicas*, 28/94. Consejería de Agricultura y Pesca (Junta de Andalucía). España. 161 p.
- Muñoz, J.J. 1996. Análisis de la morfología y variabilidad de playas apoyadas en las rocosas. Tesis doctoral Universidad de Cádiz, España. 150 p.
- Muñoz, J.J., Gutiérrez, J.M., Parrado, J.M. 1996. Estudio del movimiento de sedimentos en la playa de "Regla" (Chipiona-Cádiz), mediante el uso de trazadores fluorescentes. *Boletín Geológico y Minero* 107 (1): 29-37.
- Muñoz, J.J., Enríquez J. 1998. Dinámica litoral de una unidad fisiográfica completa: Sanlúcar - Rota. *Revista de Obras Públicas* 3375: 34-44.
- Muñoz, J.J., López, B., Gutiérrez, J.M., Moreno, L., Cuenca, G. 2001. Cost of beach maintenance in the Gulf of Cadiz (SW Spain). *Coastal Engineering* 42: 143-153.
- Nordstrom, K.F., Jackson, N.L. 1992. Two-dimensional change on sandy beaches in meso-tidal estuaries. *Zeitschrift für Geomorphologie* 36 (4): 465-478.
- Ocampo-Torres, A. 2001. On the homogeneity of the wave field in coastal regions as determined from ERS-2 and RADARSAT synthetic aperture radar images of the ocean surface. *Scientia Marina* 65 (1): 215-228.
- O'Connor, M., Cooper, A.J.W., Jackson, D.W.T. 2011. Decadal behavior of tidal inlet-associated beach systems, northwest Ireland, in relation to climate forcing. *Journal of Sedimentary Research* 81: 38-51.
- Ojeda, J. 1989. Dinámica litoral reciente de la costa occidental de Andalucía. El Cuaternario en Andalucía Occidental, AEQUA. *Monografías* 1: 123-132.
- Ojeda, J., Vallejo, I. 1995. La Flecha de El Rompido: modelos de evolución durante el periodo 1943-1991. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 8 (3): 229-237.
- Ojeda, J. 2002. Métodos para el cálculo de la erosión costera. Revisión, tendencias y propuesta. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles* 30: 103-118.

- Orford, J.D., Carter, R.W.G., Jennings, S.C. 1991. Coarse clastic barrier environments: evolution and implications for Quaternary sea level interpretation. *Quaternary International* 9: 87-104.
- Orford, J.D., Forbes, D.L., Jennings, S.C. 2002. Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology* 48: 51-85.
- Parrado, J.M. 1997. Estudio de la dinámica sedimentaria en la bahía de Cádiz. Modelos de distribución de corrientes de fondo. Tesis de licenciatura Universidad de Cádiz, España. 113 p.
- Pattiaratchi, C., Elliot, M. 2008. Sea level variability in south-west Australia: from hours to decades. Proceedings of the 31st ASCE International Conference on Coastal Engineering. Hamburg, Alemania. 15 p.
- Peinado, M.D., Bermúdez, J.L. 2004. Geología de la bahía de Cádiz. *Revista spin cero* 6: 48-52.
- Pérez-Mateos, J., Pinilla, A., Alcalá-Del Olmo, L., Aleixandre, T. 1982. Mineralogía de los arenales costeros españoles. *Boletín Geológico y Minero* 93: 1-18.
- Perrie, W., Jiang, J., Long, Z., Toulany, B., Zhang, W. 2004. NW Atlantic wave estimates and climate change. Proceedings of the Eighth International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Oahu, Hawái. 5 p.
- Pethick, J. 1984. An introduction to coastal geomorphology. Edward Arnold, Londres, Reino Unido. 260 p.
- Pethick, J. 2001. Coastal management and sea level rise. *Catena* 42 (2-4): 307-322.
- Phillips, M., Jones, A.L. 2005. Erosion and tourism infrastructure in the coastal zone: Problems, consequences and management. *Tourism Management* 27: 517-524.
- Phillips, M. 2008. Consequences of short-term changes in coastal processes: A case study. *Earth Surface Processes and Landforms* 33: 2094-2107.
- Phillips, M., Crisp, S. 2010. Sea level trends and NAO influences: The Bristol Chancel/Seven Estuary. *Global and Planetary Change* 73: 211-218.
- Pinto, J., Zacharias, S., Fink, A.H., Leckebush, G.C., Ulbrich, U. 2009. Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO. *Climate Dynamics* 32: 711-737.
- Plomaritis, T., Anfuso G., Rangel-Buitrago, N., Benavente, J., Del Rio, L. 2009. Erosion and accretion patterns in different morphodynamic beach states in Cadiz (SW Spain). 7th International conference on geomorphology. Melbourne, Australia. 2 p.
- Plomaritis, T., Del Rio, L., Benavente, J., Valladares, M. 2010. Storm thresholds for the Spanish Gulf of Cadiz coast. *Geophysical Research Abstracts* 12: 10781.
- Pye, K., Blott, S.J., 2008. Decadal-scale variation in dune erosion and accretion rates: An investigation of the significance of changing storm tide frequency and magnitude on the Sefton coast, UK. *Geomorphology* 102: 652-666.
- Qi, H., Cai, F., Lei, G., Cao, H., Shi, F. 2010. The response of three beach types to tropical storms in south China. *Marine Geology* 275: 244-254.
- Rangel-Buitrago, N., Anfuso, G. 2011. An application of Dolan and Davis (1992) classification to coastal storms in SW Spanish littoral. *Journal of Coastal Research* SI64: 1891-1895.

- Rangel-Buitrago, N., Anfuso, G. 2011. Coastal storm characterization and morphological impacts on sandy coasts. *Earth Surface Process and Landforms* 36 (15): 1997-2010.
- Rangel-Buitrago, N. Anfuso, G. 2012. Winter wave climate, storms and regional cycles: the SW Spanish Atlantic coast. *International Journal of Climatology* doi: 10.1002/joc.3579.
- Rao, A.R., Hamed, K.H. 2000. Flood Frequency Analysis. CRC press: Boca Raton, Florida. Estados Unidos. 343 p.
- Ratsimandresy, A.W., Sotillo, M.G., Carretero-Albiach, J.C., Alvarez-Fanjul, E., Hajji, H. 2008. A 44-year high-resolution ocean and atmospheric hindcast for the Mediterranean Basin developed within the HIPOCAS Project. *Coastal Engineering* 55: 827-842.
- Reeve, D., Li, Y, Lark, M, Simmonds, D. 2007. An investigation of the multi-scale temporal variability of beach profiles at Duck using wavelet packet transforms. *Coastal Engineering* 54: 401-415.
- Reyes, J.L., Benavente, J., Gracia, F.J., López-Aguayo, F. 1996. Efectos de los temporales sobre las playas de la bahía de Cádiz. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 25: 631-643.
- Reyes, J.L. 1997. Aproximación metodológica al conocimiento del comportamiento morfosedimentario de playas mesomareales expuestas. Aplicación a la playa de La Barrosa (Chiclana de La Frontera). Tesis de licenciatura Universidad de Cádiz, España. 188 p.
- Reyes, J.L., Martins, J.T., Benavente, J., Ferreira, O., Gracia, F.J., Alveríño-Dias, J.M, López-Aguayo, F. 1999. Gulf of Cadiz beaches: a comparative response to storm events. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía* 15 (1-2): 221-228.
- Ribera, P., Gallego, D., Peña-Ortiz, C., Del Río, L., Plomaritis, T.A., Benavente, J. 2011. Reconstruction of Atlantic historical winter coastal storms in the Spanish coasts of the Gulf of Cadiz, 1929-2005. *Natural Hazards and Earth System Science* 11: 1-8.
- Rodríguez, A., Cáceres, L.M., Rodríguez, J., Flores, E., Contono, M., Guerrero, V. 1997. Cambios morfológicos y tasas recientes de erosión-depósito en la costa atlántica oriental de Huelva (España). *Geogaceta* 21: 187-189.
- Rodríguez, A., Ruiz, F., Cáceres, L.M., Rodríguez, J., Pino, R., Muñoz, J.M. 2003. Analysis of the recent storm record in the south western Spanish coast: implications for littoral management. *The Science of the Total Environment* 303: 189-201.
- Rodríguez-Polo, S., Gracia Prieto, F.J., Benavente, J., Del Río, L. 2008. Geometría y evolución reciente de los cordones litorales holocenos de la flecha de Valdelagrana (bahía de Cádiz). En: Benavente, J., Gracia, F.J. (eds.), pp. 339-342. Trabajos de geomorfología en España 2006-2008. SEG y Universidad de Cádiz, España.
- Rodríguez-Vidal, J., Gracia, F.J., Giles, F. 1993. Deformaciones cuaternarias en la terraza fluvial de la Laguna de Medina (río Guadalete, Jerez de la Frontera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 47-55.
- Rogers, C.S., L.N. McClain, Tobias, C.R. 1991. Effects of Hurricane Hugo (1989) on a coral reef in St. John, USVI. *Marine Ecology Progress Series* 78: 189-199.
- Rogers, J.C., McHugh, M.J. 2002. On the separability of the North Atlantic Oscillation and Arctic Oscillation. *Climate Dynamics* 19: 599-608.

- Roldán, F. J., Divar, J., Borrero, J.D., Zazo, C., Goy, J.L. 1988. *Memoria y mapa geológico de la Hoja nº 1.047 (Sanlúcar de Barrameda)*. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (Serie MAGNA). IGME, Madrid, España. 35 p.
- Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., Masselink, G. 2010. Storm response and seasonal morphological change on a gravel beach, Slapton Sands, U.K. *Marine Geology* 278: 77-99.
- Russell, J.S. 1844. Report of wave. 14th British Association for the Advancement of Science pp. 331-390.
- Ruz, M.H., Meur-Férec, C. 2004. Influence of high water levels on Aeolian sand transport: upper beach/dune evolution on a macrotidal coast, Wissant Bay, northern France. *Geomorphology* 60: 73-87.
- Sallenger, Jr., A.H., 2000. Storm impact scale for barrier island. *Journal of Coastal Research* 16 (3): 890-895.
- Sánchez, J.L. 1988. Estudio climatológico de la bahía de Cádiz. Instituto Hidrográfico de la Marina. Ministerio de Defensa, Cádiz, España. 150 p.
- Santos, M., Del Río, L., Benavente, J., 2013. GIS-based approach to the assessment of coastal vulnerability to storms. Case study in the Bay of Cádiz (Andalusia, Spain). En: Conley, D.C., Masselink, G., Russell, P.E., O'Hare, T.J. (eds.). Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, Reino Unidos), *Journal of Coastal Research* Special Issue 65: 826-831.
- Scheffer, M., Carpenter, S., Foley, J.A., Folke, C., Walker, B. 2001. Catastrophic shifts in ecosystems. *Nature* 413: 591-596.
- Schmith, T., Kass, E., Li, T.S. 1998. Northeast Atlantic winter storminess 1875-1995 re-analyzed. *Climate Dynamics* 14: 529-536.
- Seymour, R.J. 2002. The influence of global climate change on extreme wave occurrence on the West Coast of the United States. Proceedings of the 28th International Coastal Engineering Conference, Cardiff, Reino Unido. 1: 52-60.
- Short, AD. 1999. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics, Short AD (ed.). Wiley: Chichester, Reino Unido. 134 p.
- Sierro, F.J., González, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A., Civis, J. 1992. Excursion C (Spanish part). The Neogene of the Western Guadalquivir basin (SW Spain). *Ciencias da Terra*: 73-97.
- Simeoni, U., Tessari, U., Gabbianelli, G., Schiavi, C. 2003. Sea storm risk assessment in the Ravenna littoral (Adriatic Sea, Northern Italy). Proceedings of the 6th International Conference on the Mediterranean Coastal Environment MEDCOAST'03 (E. Özhan, ed.), Ravenna, Italia, 3: 2223-2234.
- Snyder, R.A., Boss, C.L., 2002. Recovery and stability in barrier island plant communities. *Journal of Coastal Research* 18: 530-536.
- Soomere, T. 2008. Extremes and decadal variations of the northern Baltic seawave conditions. En: Pelinovsky, E., Kharif, C. (eds.), pp. 193-157. *Extreme Ocean Waves*. Springer- Verlag: Berlin, Alemania.
- Sorensen, R.M. 2006. Basic Coastal Engineering. Springer Science. Nueva York, Estados Unidos. 338 p.

- Somoza, L., Hernández-Molina, F.J., De Andre's, J.R., Rey, J., 1997. Continental shelf architecture and sea-level cycles: late Quaternary high-resolution stratigraphy of the Gulf of Cádiz, Spain. *Geo-Marine Letters* 17: 133-139.
- Southgate, H.N., Capobianco, M. 1997. The role of chronology in long-term morphodynamics: theory, practice and evidence. *Proceedings of Coastal Dynamics*. Plymouth, Reino Unido. 943 – 952.
- Spenser, D. 1963. The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 33 (1): 180-190.
- Steetzel, H.J. 1993. Cross-shore transport during storm surges. *Delft Hydraulics Communication*. Delft, Holanda. 476 p.
- Stockdon, H.F., Sallenger, A.H., Holman, R.A., Peter, A.H. 2007. A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes. *Marine Geology* 238, 1-20.
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger, A.H. 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering* 53: 573-588.
- Stone, G.W., Finkl, C.W. (eds.). 1995. Impacts of Hurricane Andrew on the coastal zones of Florida and Louisiana. 22-26 August 1992. *Journal of Coastal Research* SI 21. 223 p.
- Stone, G.W., Grymes, J.M., Armbruster, C.A., Huh, O.K. 1996. Overview and impacts of Hurricane Opal on the Florida Coast. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 77: 181-184.
- Stone, G.W., Grymes, J.M., Dingler, J.R., Pepper, D.A. 1997. Overview and significance of hurricanes on the Louisiana coast USA. *Journal of Coastal Research* 13 (3): 656-669.
- Stone, G.W., Orford, J.D. 2004. Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics. *Marine Geology* 210: 1-5.
- Stone, G.W., D.A. Pepper, Xu, J., Zhang, X. 2004. Ship shoal as a prospective borrow site for barrier island restoration, coastal south-central Louisiana, USA: Numerical wave modeling and field measurements of hydrodynamics and sediment transport. *Journal of Coastal Research* 20 (1): 70-89.
- Stokes, G.G. 1849. On the theory of oscillatory waves. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society* 8: 150 p.
- Summerfield, M.A. 1991. *Global geomorphology*. Longman Scientific y Technical, New York, Usa. 537 p.
- Sunamura, T., Horikawa, K. 1974. Two-dimentional beach transformation due to waves. *Proceddings of the 14th International Coastal Enginnering Conference* ASCE. 920-938.
- Sunamura, T. 1989. Sandy beach geomorphology elucidated by laboratory modeling. En: Laknon, V.C., Trenhaile, A.S. (eds), pp. 159-213. *Application in Coastal Modelling*, Elsevier, Amsterdam, Holanda.
- Suursaar, U. 2010. Waves, currents and sea level variations along the Letipea - Sillamae coastal section of the southern Gulf of Finland. *Oceanologia* 52 (3): 391-416.
- Swail, V.R., Ceccacci, E.A., Cox, A.T. 2000. The AES40 North Atlantic wave reanalysis: Validation and climate assessment. 6th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting. Nov. 6-10, Monterey, Estados Unidos. 17 p.
- Thieler, E.R., Danforth, W. 1994. Historical shoreline mapping: improving techniques and reducing positioning errors. *Journal of Coastal Research* 10 (3): 549-563.

- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., Miller, T.L. 2005. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 3.0. En: An ArcGIS extension for calculating shoreline change, US Geological Survey. Woods Hole, Estados Unidos. 33 p.
- Thom, B., Hall, W. 1991. Behaviour of beach profiles during accretion and erosion dominated periods. *Earth Surface Processes and Landforms* 16: 113-127.
- Thomas, T., Phillips, M.R., Williams A.T. 2010. Mesoscale evolution of a headland bay: Beach rotation Process. *Geomorphology* 123: 129-141.
- Thomas T., Phillips, M.R., Williams, A.T., Jenkis, R.E. 2011. Short-term beach rotation, wave climate and the North Atlantic Oscillation (NAO). *Progress in Physical Geography* 35 (3): 333-352.
- Thompson, E.F., Vincent, C.L. 1985. Significant wave height for shallow water design. *Journal of the Waterway, Port, Coastal and Ocean Division* 111 (5): 828-842.
- Thompson, D.W.J., Wallace, J.M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters* 25: 1297-1300.
- Thompson, D.W.J., Wallace, J.M., Hegerl, G.C. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *Journal of Climate* 13: 1018-1036.
- Thornton, E.B., Kim, C.S. 1993. Longshore current and wave height modulation at tidal frequency inside the surf zone. *Journal of Geophysical Research* 98: 16509-16519.
- Trigo, R.M., Osborn, T.J., Corte-Real, J. 2002. The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanism. *Climate Research* 20: 9-17.
- Türkeş, M., Erlat, E. 2008. Influence of the Arctic Oscillation on the variability of winter mean temperatures in Turkey. *Theoretical and Applied Climatology* 92: 75-85.
- United States Army Corps of Engineers. 2002. Coastal Engineering Manual. Washington, Usa. 235 p
- United States Army Corps of Engineers. 2006. Coastal Engineering Manual. Washington, Usa. 245 p
- van de Graaff, J. 1986. Probabilistic design of dunes: An example from the Netherlands. *Coastal Engineering* 9: 479-500.
- van de Graaff, J. 1994 Coastal and dune erosion under extreme conditions. *Journal of Coastal Research Special Issue* 12: 253-262.
- van Enckevort, I.M.J., Ruessink, B.G. 2003. Video observations of nearshore bar behaviour. Part 1: alongshore uniform variability. *Continental Shelf Research* 23: 501-512.
- van Tussenbroek, B. 1994. The impact of Hurricane Gilbert on the vegetation development of *Thalassia testudinum* in Puerto Morelos Coral Reef Lagoon, Mexico: a retrospective study. *Botanica Marina* 37: 421-428.
- Vellinga, P. 1982. Beach and dune erosion under storm surges. *Coastal Engineering* 6: 361-387.
- Vespremeanu-Stroe, A., Constantinescu, Ş., Tatui, F., Giosan, L. 2007. Multi-decadal evolution and north Atlantic oscillation influences on the dynamics of the Danube delta shoreline. Proceedings of the 9th International Coastal Symposium, Gold Coast, Australia. *Journal of Coastal Research SI* 50: 157-162.

- Vidal-Pérez, J., Tejedor-Álvarez, M., Álvarez-Esteban, O. 2005. Experimental determination of erosion/deposition parameters and their application to a real case: the Sancti Petri channel. *Ciencias marinas*, 31 (3): 577-584.
- Viguier, C. 1974. *Le Néogène de l'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Historie géologique du bassin du bas Guadalquivir*. Tesis doctoral Université de Bordeaux I, Francia. 449 p.
- Vousdoukas, M.I., Almeida, L.P., Ferreira, Ó. 2011. Modelling storm-induced beach morphological change in a meso-tidal, reflective beach using XBeach. *Journal of Coastal Research* SI 64: 1916-1920.
- Wang, C., Liu, H., Lee, S. 2010. The record-breaking cold temperatures during the winter of 2009/2010 in the Northern Hemisphere. *Atmospheric Science Letters* 11: 161-168.
- Wallace, J.M., Gutzler, D.S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review* 109: 784-812.
- Wallace, J.M. 2000. North Atlantic Oscillation /annular mode: Two paradigms – one phenomenon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 126: 791-805.
- Wang, C., Liu, H., Lee, S. 2010. The record-breaking cold temperatures during the winter of 2009/2010 in the Northern Hemisphere. *Atmospheric Science Letters* 11: 161-168.
- Wang, X.L., Swail, V.R. 2000. Changes of extreme wave heights in Northern hemisphere oceans and related atmospheric circulation regimes. *Journal of Climate* 14: 2204-2221.
- Wang, X.L., Swail, V.R. 2002. Trends of Atlantic wave extremes as simulated in a 40-Yr wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields. *Journal of Climate* 15 (9): 1020-1035.
- Wang, X.L., Zwiers, F.W., Swail, V.R. 2003. North Atlantic Ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century, *Journal of Climate* 17: 2368-2383.
- Wang, X.L., Swail, V.R. 2004. Historical and possible future changes of wave heights in northern hemisphere oceans. En: Perrie, W. (ed.), pp. 34. *Atmosphere Ocean Interactions*, 2. Wessex Institute of Technology Press, Southampton, Reino Unido.
- WASA, 1998. Changing waves and storms in the northeast Atlantic. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79: 741-760.
- Weisse, T. 2004. Meseres corlissi: a rare oligotrich ciliate adapted to warm water and temporary habitats. *Aquatic Microbial Ecology* 37: 75-83.
- Wentworth, C. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology* 30: 377-392.
- Wettstein, J.J., Mearns, L.O. 2002. The influence of the North Atlantic-Arctic Oscillation on mean, variance and extremes of temperature in the northeastern United States and Canada. *Journal of Climate* 15: 3586-3600.
- Wise, R., Smith, S.J., Larson, M. 1996. SBEACH: Numerical model for simulating storm-induced beach change. Report 4. Technical Report CERC 89-9, US Army corps of engineers. Washington, USA. 364 p.
- WMO (World Meteorological Organization). 1995. The global climate system review. Climate system Monitoring 1991-1993. WMO: Suiza. 124 p.

- Woodroffe, C.D. 2002. Reef-island sedimentation on Indo-Pacific atolls and platform reefs. *Proceedings of the 9th International Coral Reef Symposium 2*: 1187-1192. Bali, Indonesia.
- Woodroffe, C.D. 2003. *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge University Press. Cambridge, Reino Unido. 623 p.
- Wolf, J., Woolf, D.K. 2006. Waves and climate change in the north-east Atlantic. *Geophysical Research Letters* 33, L06604, doi: 10.1029/2005GL025113.
- Wright, L.D., Short, A.D. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology* 56: 93-118.
- Xoplaki, E. 2002. *Climate Variability over the Mediterranean*. Tesis Doctoral Universidad de Bern, Suiza. 350 p.
- Zazo, C. 1980. El Cuaternario marino-continental y el límite Plio-Pleistoceno en el litoral de Cádiz. Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid, España. 883 p.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J. 1983. Medios marinos y marino-salobres en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno. *Revista mediterránea* 2: 29-52.
- Zazo, C., Goy, J., Dabrio, C.J., Bardají, T., Somoza, L., Silva, P.G. 1993. The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial. *Global & Planetary Change* 7: 109-117.
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C., Belluomini, G., Improta, S., Lario, J., Bardají, T., Silva, P.G. 1994. Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation with climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research* 10 (4): 933-945.
- Zazo, C., Goy, J.L., Lario, J., Silva, P.G. 1996. Littoral zone and rapid climatic changes during the last 20.000 years. The Iberian study case. *Zeitschrift für Geomorphologie* 102: 119-134.
- Zhang, K., Douglas, B.C., Leatherman, S.P. 1997. East coast storm surges provide unique climate record. *Eos* 78 (37): 389 – 397.
- Zhang K., Douglas, B.C., Leatherman, S.P. 2000. Twentieth-century storm activity along the U.S. East Coast. *Journal of Climate* 13: 1748-1761.
- Zhang, Q., Justice, C.O., Desanker, P.V. 2002. Impacts of shifting cultivation on deforestation and the carbon stocks of the forests of Central Africa. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 90: 203-209.
- Zhang, Q., Devers, D., Desch, A., Justice, C.O., Townshend, J. 2004. Mapping tropical deforestation in Central Africa. *Environmental Monitoring and Assessment* 101 (1-3): 69-83.
- Zhou, S., Miller, A.J., Wang, J., Angell, J.K. 2001: Trends of NAO and AO and their associations with stratospheric processes. *Geophysical Research Letters* 28: 4107-4110.
- Zielinski, G. 2002. A classification scheme for winter storms in the Eastern and central United States with an emphasis on Nor'easters. *Bulletin of the American Meteorological Society* 83: 37-51.